

**CARACTERIZACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO A  
PARTIR DE ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE FUENTES  
TERMALES, EN EL VOLCÁN CERRO MACHÍN,  
COLOMBIA.**

**ANGIE CAROLINA CERPA LONDOÑO**

**Trabajo de grado para optar al título de Ingeniera Geóloga**

**Carlos Andrés Ballesteros Camaro**

**Geólogo MSc.**



**UNIVERSIDAD EIA  
INGENIERÍA GEOLÓGICA  
ENVIGADO  
2018**

A mis padres y a mi abuela que siempre me han apoyado y guiado en el cumplimiento de los objetivos que me he propuesto, por su amorosidad y comprensión en los momentos difíciles y que con esfuerzo han hecho de la meta de convertirme en profesional, en realidad.

## **AGRADECIMIENTOS**

A la Universidad EIA, a la directora de carrera la ing. María Jaqueline Espinosa y a cada uno de los docentes que aportaron en mi desarrollo profesional y personal.

A mi director de tesis el geólogo Carlos Ballesteros, por acompañarme y aconsejarme durante la realización y cumplimiento de este proyecto.

# CONTENIDO

	pág.
RESUMEN.....	10
ABSTRACT .....	11
INTRODUCCIÓN.....	12
1. PRELIMINARES.....	13
1.1 Planteamiento del problema .....	13
1.2 Objetivos del proyecto .....	14
1.2.1 Objetivo General.....	14
1.2.2 Objetivos Específicos .....	14
1.3 Marco de referencia.....	14
1.3.1. Antecedentes .....	14
1.3.1.1. Volcán Cerro Machín .....	17
1.3.1.3. Geología Regional y local .....	18
1.3.1.4. Geología estructural.....	20
1.3.2. Marco teórico .....	22
1.3.2.1. Fuentes geotermales asociadas a sistemas volcánicos .....	22
1.3.2.2. Parámetros fisicoquímicos y termodinámicos.....	23
1.3.2.3. Constituyentes en aguas termales .....	26
1.3.2.4. Tipos de aguas. ....	27
1.3.2.5. Geoquímica de aguas. ....	29
1.3.2.6. Geotermómetros. ....	32
2. METODOLOGÍA.....	35
2.1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA .....	35

3.	PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	39
3.1.	Interpretación de datos .....	39
3.1.1.	Distribución espacial de diferentes parámetros fisicoquímicos .....	39
3.2.	Procesamiento de datos GEOQUÍMICOS .....	49
3.2.1.	Diagrama Schoeller- Berkaloff.....	49
3.2.2.	Diagrama Triangular de Piper .....	50
3.2.3.	Diagrama binario Langelier-ludwing .....	51
3.2.4.	Diagrama Na – K - Mg .....	52
3.2.5.	Diagrama ternario Cl - HCO <sub>3</sub> - SO <sub>4</sub> propuesto por Giggenbach .....	53
3.3.	Geotermómetros.....	54
3.4.	procesos de mezcla.....	58
3.5.	Modelo preliminar conceptual .....	60
4.	CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES .....	62
5.	REFERENCIAS .....	64

## LISTA DE TABLAS

pág.

Tabla 1. Síntesis generalizada de los tipos químicos de aguas en los sistemas geotérmicos (MIE, 1985).....	25
Tabla 2. Coordenadas de los puntos de muestreo .....	36
Tabla 3. Valores del geotermómetro de sílice .....	57

## LISTA DE FIGURAS

	pág.
Figura 1. Localización de manantiales por grupos en la zona del Complejo Volcánico Cerro Bravo-Bravo (Alfaro, <i>et al.</i> , 2002).....	16
Figura 2. Mapa de localización del sistema magmático-hidrotermal volcán Cerro Machín. ....	17
Figura 3. Mapa geológico y estructural de la zona de estudio. Recopilado de geología de la plancha 244, Ibagué por Mosquera, Núñez, & Vesga, 1982. ....	18
Figura 4. Mapa estructural, en la imagen se muestra la distribución de estas dentro del área del volcán cerro machín ((Alfaro, <i>et al.</i> , 2002) (Barrero & Vesga, 1971) (Bohòrquez, <i>et al.</i> , 2005)). ....	21
Figura 5. Diagrama de Schoeller- Barkalof .....	29
Figura 6. Diagrama de Piper. ....	30
Figura 7. Diagrama cuadrado Langelier – Ludwig. ....	30
Figura 8. Diagrama triangular Na-K-Mg <sup>1/2</sup> propuesto por Giggenbach W. (1988). ....	31
Figura 9. Diagrama ternario Cl – CHO <sub>3</sub> – SO <sub>4</sub> .....	31
Figura 10. Mapa de localización de los puntos de muestreo .....	36
Figura 11. Datos hidrogeoquímicos utilizados en el procesamiento y análisis de las fuentes termales del volcán Cerro Machín. ....	37
Figura 12. A) Histograma y B) mapa de isolíneas con los valores de pH de las aguas termales del Volcán Cerro Machín. ....	40
Figura 13. A) Histograma y B) Mapa de isolíneas de los rangos de temperatura (°C) de las aguas termales estudiadas en el área del volcán Cerro Machín. ....	41
Figura 14. A) Histograma y B) mapa de isolíneas con los valores de conductividad eléctrica de las aguas del volcán Cerro Machín. ....	42
Figura 15. A) Histograma y B) mapa de isolíneas con los contenidos de sílice disuelta en las aguas termales analizadas en el área del volcán Cerro Machín. ....	43

Figura 16. A) Histograma y B) mapa de isolíneas con los contenidos de alcalinidad total de las aguas termales analizadas.....	44
Figura 17. A) Histograma y B) mapa de isolíneas de los contenidos de Cloruros en las aguas termales del volcán Cerro Machín. ....	45
Figura 18. A) Histograma y B) mapa de isolíneas con los contenidos de sulfatos en las aguas termales en el sistema volcánico Cerro Machín. ....	46
Figura 19. A) Histograma y B) Mapa de isolíneas con los contenidos de nitratos en el sistema magmático-hidrotermal del volcán Cerro Machín.....	47
Figura 20. A) Histograma y B) Mapa de isolíneas de la concentración de fluoruros en el sistema magmático-hidrotermal del volcán Cerro Machín.....	48
Figura 21. Diagrama de Schoeller-Berkaloff para la clasificación hidroquímica de los 8 puntos de muestreo del volcán Cerro Machín. ....	49
Figura 22. Diagrama de Piper con los contenidos catiónicos y aniónicos de las aguas termales analizadas en el sistema volcánico. ....	50
Figura 23. Diagrama de Langelier- ludwing Cl + SO <sub>4</sub> .....	51
Figura 24. Diagrama de Langelier-Ludwing Cl.....	51
Figura 25. Diagrama de las concentraciones de Mg – Na - K de los puntos de muestreo ubicados en el volcán cerro Machín.....	52
Figura 26. Diagrama triangular de HCO <sub>3</sub> – Cl – SO <sub>4</sub> . ....	53
Figura 27. Diagrama triangular Mg-Na-K .....	55
Figura 28. Diagrama de Na - K/Mg – Ca.....	55
Figura 29. Geotermómetro de sílice con las diferentes fases de la sílice. ....	56
Figura 30. Mapas de isolíneas con la temperatura en profundidad de los puntos de muestreos, obtenida a través de los geotermómetros calcedonia conductiva y cuarzo adiabático en las aguas geotérmicas de volcán Cerro Machín.....	57
Figura 31. Diagrama de dispersión Na vs Cl.....	58
Figura 32. Modelo de mezcla Entalpia-Cloruros, para el complejo volcánico Cerro Macín	59
Figura 33. Modelo preliminar conceptual geológico e hidrogeoquímico del sistema magmático - hidrotermal del volcán Cerro Machín. ....	61



## LISTA DE ANEXOS

	pág.
Anexo 2. Plancha 244 Ibagué, escala 1:100.000. ....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
Anexo 4. Gráfico de dispersión de $\delta^{18}O$ vs. $\delta^2H$ , incluida la línea meteórica mundial. ...	69

## RESUMEN

El volcán Cerro Machín se ubica en la zona sur de la Cordillera Central, formando parte del sistema volcánico de Colombia, asociado por su cercanía al Parque Nacional Natural Los Nevados con los volcanes Nevado del Ruiz, Nevado Santa Isabel y Nevado del Tolima. Se ubica, además, dentro de una zona de margen tectónica activa que comprende diferentes fases de deformación relacionadas con el levantamiento del sistema cordillerano de los Andes, y localmente controlado estructuralmente por las fallas Cajamarca y Salento con dirección NE.

En este trabajo el objetivo principal es realizar la caracterización geoquímica de las manifestaciones termales superficiales asociadas al sistema magmático-hidrotermal del Volcán Cerro Machín, con el fin de determinar el origen y potencial geotérmico de estos fluidos. Para esto, se tomaron datos preexistentes de aguas termales en las zonas de influencia del volcán, con el fin de determinar su composición química y temperatura, mediante análisis gráficos y geotermométricos. Para la formulación de un modelo preliminar de generación de fuentes termales e identificación del potencial geotérmico en el área.

La caracterización geoquímica reveló que las aguas analizadas asociadas al volcán corresponden principalmente a aguas con alto contenido de  $\text{HCO}_3$ , caracterizadas como bicarbonatadas sódicas. La temperatura en superficie del sistema varía entre 74 y 90°C, con excepción de los puntos puente tierra y toche I que tienen una temperatura de 57 y 42°C respectivamente. Las aguas presentan un pH ácido de poca variación entre 6.75 y 7.34, con valor mínimo en el punto toche I de 6.38. Los geotermómetros analizados indicaron temperaturas de reservorio entre 200 y 260°C, para la relación Na-K-Mg, y para la sílice entre 220 y 232°C, siendo correlacionables los datos obtenidos entre ellos.

Los análisis geoquímicos y los geotermómetros de cationes indicaron que las muestras del volcán Cerro Machín corresponden a aguas inmaduras que muestran relativamente altas concentraciones de Mg, característica de aguas que no alcanzan el equilibrio en el sistema. Se presenta un modelo preliminar conceptual para el sistema geotérmico, asociándolo a fuentes magmático-hidrotermales y con variedad en composición de las fuentes, en el cual se evidencia incipientes procesos de mezcla con acuíferos someros o aguas meteóricas. Finalmente, factores como la permeabilidad de la roca y la complejidad estructural facilitan y benefician los procesos de ascenso del agua para la formación de emisiones termales, como son cada uno de los puntos de muestreo. Cabe resaltar la necesidad de verificar los datos obtenidos con estudios futuros, que determinen si efectivamente estas estructuras son las principalmente involucradas para la formación de este sistema.

**Palabras claves:** geoquímica, fuentes termales, volcán Cerro Machín, geotermia, hidrogeoquímica, hidrotermal.

## ABSTRACT

The volcano Cerro Machin is located in the southern part of the Central Mountain range, forming part of the volcanic system of Colombia, associated by its proximity to the Nacional Natural Los Nevados park with the volcanoes Nevado del Ruiz, Nevado Santa Isabel and Nevado del Tolima. It is located, in addition, within a zone of active tectonic margin that includes different phases of deformation related to the lifting of the system mountain range of the Andes, and system locally structurally controlled by faults Cajamarca and Salento NE direction.

In this work, the main objective is to make the geochemical characterization of surface thermal manifestations associated with magmatic-hydrothermal system of the volcano Cerro Machin, in order to determine the source and geothermal potential of these fluids. To do this, were preexisting data of thermal waters in areas of influence of the volcano, in order to determine their chemical composition and temperature, using graphical and geothermometric analysis. For the formulation of a preliminary model of thermal generation and identification of the geothermal potential in the area.

Geochemical characterization revealed that the analyzed waters associated with the volcano mainly correspond to waters with high content of  $\text{HCO}_3$ , characterized as sodium bicarbonate. The surface of the system temperature varies between 74 and 90° C, with the exception of the points Puente Tierra and Toche I, that have a temperature of 42 and 57°C respectively. The waters have an acid pH of little variation between 6.75 and 7.34, with a minimum value at point Toche I of 6.38. the analyzed geothermometers indicated reservoir temperatures between 200 and 260 ° C, for the ratio of NA-k - Mg, and for silica between 220 to 232° C, the data obtained being correlated between them.

Geochemical analyses and the cations geothermometers indicated that the Cerro Machin volcano samples correspond to immature water that show relatively high concentrations of Mg, characteristic of waters that do not reach the equilibrium in the system. Presents a preliminary conceptual model for the geothermal system, associated with magmatic-hydrothermal sources and with variety in composition of the sources, which is evidence of incipient processes of mixing with shallow aquifers or meteoric water. Finally, factors such as the permeability of the rock and the structural complexity facilitate and benefit processes of water rise for the formation water emission thermal, as they are each of the sampling points. We must emphasize the need to verify the data obtained with future studies, that it could determine if indeed these structures are those mainly involved for the formation of this system.

**Keywords:** geochemistry, thermal sources, Cerro Machin Volcano, geothermal, hydrogeochemistry, hydrothermal.

## INTRODUCCIÓN

La energía geotérmica es una de las fuentes de energía renovable menos conocidas y se encuentra almacenada bajo la superficie terrestre en forma de calor y asociada a volcanes, aguas termales, fumarolas y géiseres. Los recursos geotérmicos, cuando son clasificados como yacimientos de alta temperatura (superiores a los 100°C), se aprovechan principalmente para la producción de electricidad, y por otro lado en los sectores industrial, servicios y residencial cuando la temperatura del yacimiento no es suficiente para producir suficiente energía eléctrica (Roca, 2016).

El uso de la energía geotérmica en el mundo ha estado limitada a áreas en las cuales las condiciones geológicas eran muy favorables, como zonas volcánicas, límites de placas litosféricas y dorsales oceánicas; pero los avances tecnológicos actuales en equipos y las mejoras en la prospección y perforación, permiten a la geotermia hoy en día disponer de tecnología para la producción de electricidad a partir de recursos geotérmicos de temperaturas notablemente inferiores (70°C), donde años atrás se necesitaban temperaturas mínimas 400°C (Roca, 2016).

Colombia suple sus necesidades de energía eléctrica, principalmente, con generación hidroeléctrica y termoeléctrica, siendo que estos tipos de producción eléctrica generan cerca del 99% de la energía total del país (Marzolf, 2015). Comparando este porcentaje con la generación geotérmica en Colombia que es cerca del 0%, ya que ninguno de los proyectos están en la fase de producción (Arias & Acevedo, 2017), y según estudios de exploración muestran un limitado desarrollo de proyectos geotérmicos, los cuales actualmente se encuentran asociados a los sistemas volcánicos 1) Nevado del Ruiz, siendo la zona geotérmica mejor conocida, 2) Complejo Volcánico Tufiño – Chiles – Cerro Negro, el cual es un proyecto binacional entre Ecuador y Colombia; 3) Volcán Azufral, 4) Paipa y recientemente 5) el área del volcán San Diego, en el cual el Servicio Geológico Colombiano ha venido realizando la caracterización geológica con enfoque geotérmico (Monsalve, *et al.*, 2015).

El volcán Cerro Machín, zona de estudio de este trabajo, está ubicado sobre la cordillera central de los Andes colombianos, el cual por su ubicación en una margen tectónica activa, dispone de una importante fuente de calor, responsable de una extensiva actividad volcánica, reflejada tanto en vulcanismo reciente y en múltiples manifestaciones termales asociadas al sistema magmático-hidrotermal (erupciones volcánicas, fumarolas, manantiales, piscinas calientes y depósitos hidrotermales) que han aportado al entendimiento del modelo conceptual del sistema (Borrero, *et al.*, 2010) y lo que hace presumir la existencia de recursos geotérmicos importantes con potencial de ser explotados económicamente y convertirse en fuente de desarrollo social y económico para la región.

Por lo tanto, en este trabajo se estudiarán las características hidrogeoquímicas de las fuentes termales asociadas al sistema magmático-hidrotermal del Volcán Cerro Machín, por medio de la utilización de diferentes metodologías como el uso de diagramas triangulares de clasificación de aguas, análisis de parámetros físico-químicos y geotermometría; para así proponer un modelo geotérmico conceptual preliminar de la zona de estudio, representando la estructura y composición geológica, geometría de la fuente de calor, el reservorio geotérmico y finalmente puntos potenciales.

# 1. PRELIMINARES

## 1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La geotermia, en contextos generales es el calor que se produce en el interior de la tierra y es transferido a la superficie. En general los lugares más apropiados para el aprovechamiento de este calor están próximos de los volcanes, en cuyo interior se localizan rocas a altas temperaturas que calientan el agua que se infiltra en el subsuelo, mientras que en superficie la geotermia se manifiesta en los manantiales termales que descargan agua caliente y vapor (Marzolf, 2015).

En términos geológicos, estructurales y morfológicos, la zona que comprende el sistema volcánico asociado a las cordilleras central y occidental en Colombia, en donde aproximadamente hay 38 volcanes, 15 de ellos actualmente activos (Alfaro & Ortiz, 2012), y considera una zona de alta actividad morfo-tectónica en el sistema cordillerano de los Andes (Forero, 1958). En esta región, donde a pesar de poseer sistemas volcánicos de importancia que alojan sistemas geotermiales (ej. Volcán Machín y del Tolima), y en comparación a otros sistemas de Volcanes altamente estudiados como el Nevado del Ruiz, han sido poco estudiados en términos de las características geoquímicas, controles geológicos y estructurales y sus posibles potenciales geotérmicos (García Droguett, 2012); (Agusto, *et al.*, 2012).

El volcán Machín, ubicado justo en la zona sur del denominado inventario de fuentes termales Parque Natural de los Nevados de Alfaro & Ortiz (2012), es uno de los más conocidos de Colombia, y donde existen muy pocos datos publicados a detalle sobre la geoquímica de aguas y/o gases de sus fuentes termales. Adicionalmente, este volcán se escogió por su ubicación espacial dentro del sistema de volcanes, donde además de su tectónica característica de zonas de alta deformación asociadas a plegamientos, cabalgamientos y fallamiento compresivo con propagación de zonas de antepaís típica de los Andes (Monsalve, *et al.*, 2015), se encuentra su contexto estructural local, el cual muestra que el Volcán Machín se encuentra entre el cruce de dos fallas importantes (Cajamarca y Salento, lo que podría ser un factor de desarrollo y emplazamiento de sistemas geotermiales en esta zona, generando por medio de zonas de debilidad, el flujo de los fluidos e influenciando la permeabilidad del sistema.

En este contexto, y con el propósito de aportar nuevos antecedentes geoquímicos de los fluidos hidrotermales, se plantea un estudio de los sistemas geotermiales asociados al volcán Machín, para así proponer un mejor aprovechamiento de estas fuentes como recurso geotérmico. Para esto, las principales preguntas de esta investigación son:

¿Cuál es la composición química de las fuentes de agua identificadas?

¿Cuáles son las características fisicoquímicas de las fuentes de aguas asociadas al volcán Machín?

¿Cuál es la formación geológica y controles estructurales asociadas a las fuentes termales?

## **1.2 OBJETIVOS DEL PROYECTO**

### **1.2.1 Objetivo General**

Determinar el potencial geotérmico en el sistema magmático-hidrotermal del volcán Cerro Machín-Colombia, mediante el estudio de las características hidrogeoquímicas de sus fuentes termales.

### **1.2.2 Objetivos Específicos**

- a) Reconocer las fuentes termales asociadas al volcán Cerro Machín.
- b) Determinar la composición de las fuentes termales y/o meteóricas de la zona de estudio.
- c) Caracterización fisicoquímica de las fuentes termales por medio de geoquímica de aguas.
- d) Entender los controles geológicos y estructurales en el área de interés.
- e) Proponer un modelo conceptual preliminar en el sistema geotérmico del volcán Cerro Machín.

## **1.3 MARCO DE REFERENCIA**

### **1.3.1. Antecedentes**

La energía geotérmica es un tipo de energía termal, formada por un permanente flujo de calor desde el núcleo de la tierra, a través del manto y hacia la superficie terrestre producto de los procesos naturales o artificiales de acumulación y calentamiento del subsuelo. Las estimaciones de los recursos geotérmicos se hacen sobre la base de datos geológicos y geofísicos tales como (i) profundidad, espesor y extensión del yacimiento, (ii) propiedades de formaciones rocosas, (iii) salinidad y geoquímica de los fluidos presentes, y (iv) temperatura, porosidad y permeabilidad de formaciones rocosas (Rummel & Kappelmeyer, 1993).

Los componentes esenciales que comprenden un sistema geotérmico son (1) una gran fuente de calor (magma o roca caliente en profundidad), (2) un depósito para acumular calor, y (3) Fluidos con capacidad de transportar, (4) Una roca permeable o fracturada que pueda actuar como reservorio y (5) Una barrera para contener el calor acumulado. Hay un conjunto de condiciones geológicas que pueden dar como resultado una variedad de sistemas geotérmicos. En consecuencia, todos los campos geotérmicos se diferencian entre sí. Sin embargo, dependiendo de ciertas características estos pueden clasificarse ampliamente (Gupta & Roy, 2007). El origen de los fluidos geotérmicos ha sido tema de debate ya que se proponen los siguientes orígenes: meteóricos, magmáticos y aguas juveniles. Sin embargo, estudios isotópicos recientemente realizados en campos geotérmicos tienen demostrado que al menos el 90% del agua geotérmica tiene un origen meteórico (Gupta & Roy, 2007), pero a su vez pudieron contener un importante aporte de componentes volátiles magmáticos (Giggenbach W. F., 1992).

En términos geológicos y estructurales, dentro de un sistema geotermal, todo tipo de roca, que presente un grado de permeabilidad, puede servir como hospedador de un reservorio. Esta permeabilidad puede ser primaria (directamente relacionada a la formación de la roca) o secundaria (asociada a fracturas o fallas). Para Giggenbach W. F. (1991) un sistema geotermal es alimentado

por la percolación de aguas meteóricas desde las zonas de recarga del sistema que, luego de calentarse, reaccionan con la roca huésped, disolviéndola y agregando una gran cantidad de componentes químicos al fluido geotermal, donde posteriormente los fluidos geotérmicos pueden almacenarse en zonas permeables, que funcionan como reservorios geotérmicos y ocasionalmente alcanzan altas presiones y temperaturas (hasta 300°C). Al existir conductos que permitan el ascenso de los fluidos, se presentarán en superficie manifestaciones termales como fuentes termales y fumarolas, siendo estas la principal evidencia de la existencia de un sistema geotermal (García Droguett, 2012); (Berríos Guerra, 2015)).

Forero (1958), presentó una compilación de los estudios realizados en todo el territorio colombiano, sobre manantiales termales, el cual incluye la caracterización de algunas fuentes termales del complejo volcánico Cerro Bravo – Machín: Hotel Termales y Villamaría, Santa Rosa de Cabal y El Rancho. En las fuentes del Hotel Termales se atribuyó la composición a efectos volcánicos. A las aguas de Villa María se les asignó un valor terapéutico importante, derivado de su composición y temperatura. Finalmente, en el municipio de Santa Rosa, se realizó un inventario de nueve (9) manantiales fríos y treinta y siete (37) termales que fueron agrupados de acuerdo con su ubicación, así: Grupo Acimaipa, Grupo Caleras y Grupo Termales. Algunos de los datos más relevantes registrados en este trabajo son: (1) las fuentes termales han formado depósitos hidrotermales de sílice en forma de ópalo, calcedonia y carbonato de calcio, (2) al parecer existe una relación genética de los manantiales de Santa Rosa con las del Nevado del Ruiz, (3) los manantiales termales de los tres grupos, registran caudales abundantes, desde 2 hasta 300 litros/minutos (4) la salinidad de las aguas minerales frías tienen el mismo origen que la de las calientes y (5) registra una fumarola, hoy día extinta, llamada El Disparate.

Los estudios de exploración geotérmica en el área del Complejo Cerro Bravo – Machín se iniciaron a finales de los 60's (CHEC & ENEL, 1968); (CHEC, *et al.*, 1983); (Arango, *et al.*, 1970)). En estos trabajos se realizaron análisis químicos e isotópicos de los algunos manantiales, en las áreas de El Espíritu Santo, en el Departamento de Antioquia y norte de Caldas, Santa Rosa de Cabal en Risaralda, Botero Londoño y Termales del Ruiz, en Caldas. A partir de estos trabajos se plantea un origen meteórico para las aguas termales y dos sistemas de circulación (somero y profundo). Para el caso de Botero Londoño se postuló una circulación más profunda responsable por la temperatura y el cambio isotópico en oxígeno-18. Posteriormente, con base en esta investigación Arango, *et al.*, (1970) presentaron la primera publicación sobre el llamado proyecto geotérmico del Ruiz. Sobre la base de la información geoquímica recopilada en este trabajo la Central Hidroeléctrica de Caldas (CHEC) (1979), realizó un nuevo informe de la investigación geotérmica.

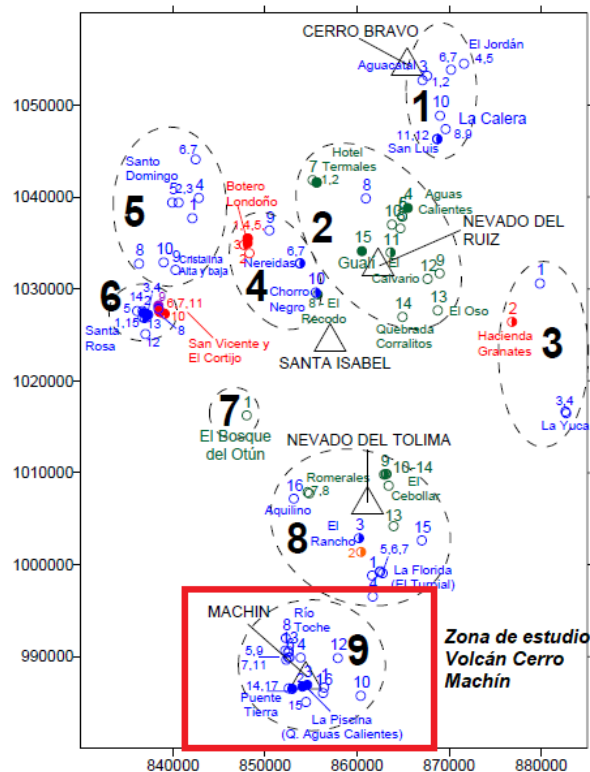
La firma GEOCONSUL S.A. (1992), realizó una revisión de la información compilada en el proyecto de prefactibilidad (CHEC, *et al.*, 1983), con el fin de realizar la primera perforación exploratoria que diera indicio de un potencial geotérmico en el macizo Volcánico del Ruiz. En este trabajo se realizaron muestreos y análisis para algunos de los manantiales termales ya conocidos, pero no se reportaron manantiales nuevos, por lo que se propone exploración de zonas adicionales a las tres identificadas en el estudio de prefactibilidad; estas son: Volcán Cerro Bravo, Zona de la falla Villamaría-Termales y área de manantiales del municipio de Santa Rosa de Cabal.

Alfaro C. (1998), presentó la recopilación del programa de vigilancia de la actividad volcánica del Complejo Volcánico Cerro Bravo-Machín, para INGEOMINAS, el cual aportó información relevante sobre ocho (8) nuevos manantiales, seis asociados al Nevado del Ruiz, uno al nevado del Tolima y el último al volcán Machín. Adicionalmente, incluyó las vías de acceso a estos manantiales y las generalidades sobre la composición de los mismos la cual había sido evaluada en el muestreo de manantiales termales realizado en el año 1991.

Finalmente, Alfaro, *et al.* (2002), en el marco del inventario de fuentes termales del proyecto Exploración y evaluación de los recursos geotérmicos para INGEOMINAS, se realiza una campaña

de confirmación de ocurrencia (permanencia) y caracterización de los manantiales en el municipio de Santa Rosa de Cabal. Por consiguiente, en este trabajo se muestrearon y caracterizaron cinco (5) manantiales en San Vicente y ocho (8) en Santa Rosa. A partir de la interpretación geoquímica de estos manantiales se planteó la posible existencia de un sistema geotérmico independiente al asociado al Nevado del Ruiz y de mayor temperatura ( $>70^{\circ}\text{C}$ ). Dado que la localización de los manantiales tiene imprecisiones tanto en el trabajo de prefactibilidad (CHEC, *et al.*, 1983) como en el de inventario (2001), no es claro si los manantiales caracterizados son diferentes.

Se cuenta con la información que complementa el análisis de iones disueltos, obtenida por el inventario de fuentes termales del Parque Nacional Natural de los Nevados (Alfaro, *et al.*, 2002), basados en los datos de la CHEC, *et al.* (1983), donde concluyen que las aguas termales se distribuyen de acuerdo con la cercanía geográfica y característica química en nueve (9) grupos ilustrados en la Figura 1. Las fuentes termales de toda la zona; cuarenta y cinco (45) manantiales termales del complejo volcánico quedando distribuidas en tres (3) grupos, los grupos dos (2), cuatro (4) y seis (6). Quince (15) fuentes termales ubicadas al norte y oriente de la zona de estudio pertenecen al Grupo dos (2); el Grupo cuatro (4) está conformado por diez (10) manantiales termales ubicados al occidente del VNR, volcán El Cisne y Nevado de Santa Isabel y el Grupo seis (6) está comprendido por quince (15) manantiales termales ubicados en la zona de Santa Rosa de Cabal donde el Páramo de Santa Rosa es el aparato volcánico más cercano (Sánchez Torrado, 2014).



**Figura 1. Localización de manantiales por grupos en la zona del Complejo Volcánico Cerro Bravo-Bravo (Alfaro, *et al.*, 2002)**

El Servicio Geológico Colombiano (SGC) (2014), por medio de su grupo de Geoquímica realizó muestreos y análisis in situ de los nacimientos termales PISCINA, ESTATUAS, PUENTE TIERRA, TOCHE y LA CASCADA. También realizó el monitoreo permanente de las estaciones de Gas Radón

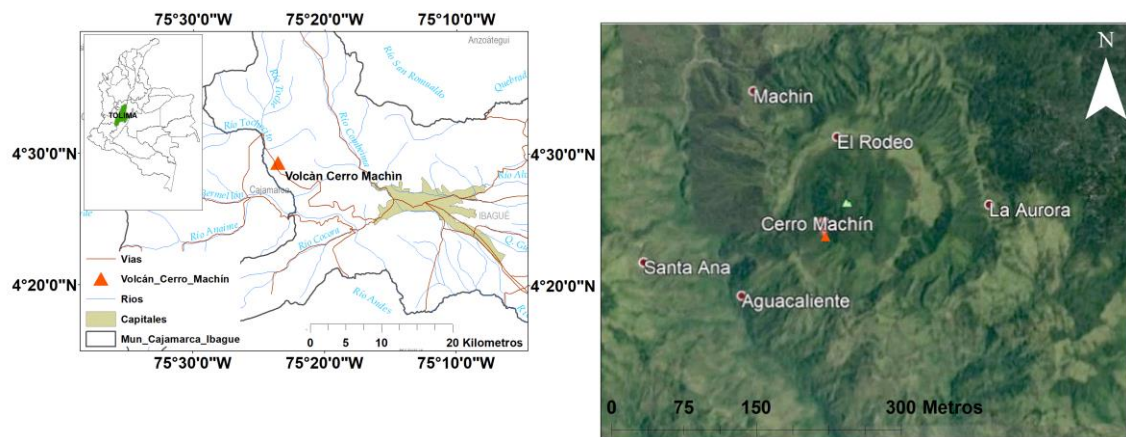


LAGUNA y ALEJANDRÍA, las otras dos estaciones AGUAS CALIENTES y CIMA presentaron problemas en su operatividad, por lo tanto, no se presentaron datos de estos.

### 1.3.1.1. Volcán Cerro Machín

El volcán Cerro Machín es un volcán ubicado sobre la cordillera central, zona central de cinturón de fuego de los Andes colombianos, y asociado por su cercanía a la zona occidental de los volcanes del Nevado del Ruiz y Nevado de Santa Isabel (Piedrahita, *et al.*, 2018). En la Figura 2, se observa que geográficamente, está localizado en las coordenadas 4° 29' N y 75° 22' W en el departamento del Tolima, a 17 km al occidente de la ciudad de Ibagué, 35 km de Armenia y 7 km del municipio de Cajamarca, siendo la ciudad más cercana al área.

El acceso se puede hacer por un carreteable en mal estado que une a El Boquerón (carretera Ibagué - Armenia) con Salento (Quindío); y desde Cajamarca, por la vía a Toche (aquí se une con la vía El Boquerón - Salento) (Sanchez Hernandez, *et al.*, 2010).



**Figura 2. Mapa de localización del sistema magmático-hidrotermal volcán Cerro Machín.**

### 1.3.1.2. Historia eruptiva

Históricamente, es catalogado como un volcán activo (que potencialmente puede erupcionar en el futuro). Es altamente explosivo, con muchas semejanzas al Volcán Pinatubo ubicado en la isla de Luzón en las Filipinas (Piedrahita, *et al.*, 2018). Esta dentro de los volcanes plinianos, que hacen erupciones magmáticas muy violentas, cuyas columnas alcanzan los 25/30 kilómetros, debido al largo periodo de aparente inactividad acumulan mucha presión que es vertida cada vez que explotan (Sánchez Hernández, *et al.*, 2010).

Es uno de los volcanes más bajos del sistema de volcanes en Colombia, encontrándose a 2750 metros de altura sobre el nivel del mar. Como se puede ver la Figura 2, dicho volcán puede pasar desapercibido porque le falta una forma cónica tradicional, le falta la cobertura glacial promedio. Su cráter, de cerca de 2 kilómetros y medio, posee una cantidad de montículos denominados domos de lava, que de alguna manera obturan el cráter del volcán ((Sánchez Hernández, *et al.*, 2010); (Vega & Díaz, 2013)). Esta caracterizado como un estrato volcán o volcán de cono compuesto, esto significa que su estructura alterna ceniza y lava. Geoquímicamente, su lava se caracteriza por ser supremamente ácida (elevado contenido de sílice) (Bohórquez, *et al.*, 2005).

### 1.3.1.3. Geología Regional y local

En la figura 3, se puede observar que el volcán Cerro Machín se encuentra ubicado sobre un basamento metamórfico paleozoico (Grupo Cajamarca), en el cruce de la falla Cajamarca, de dirección NE y la falla Salento, con dirección NW. Su historia geológica es muy corta y se caracteriza por su alta explosividad, explicada por la composición dacítica de los productos volcánicos emitidos. Tales productos son domos, tres de los cuales taponan el conducto volcánico, depósitos de flujos piroclásticos de ceniza y pómez, de ceniza y bloques y de oleadas piroclásticas, así como depósitos provenientes de flujos de lodo (lahares)(( Alzate, 2013); (Nuñez & Murillo, 1982)). A continuación, y siguiendo las unidades plasmadas en el mapa geológico, se describen cada una de las unidades asociadas en el área y directamente al volcán Machín.

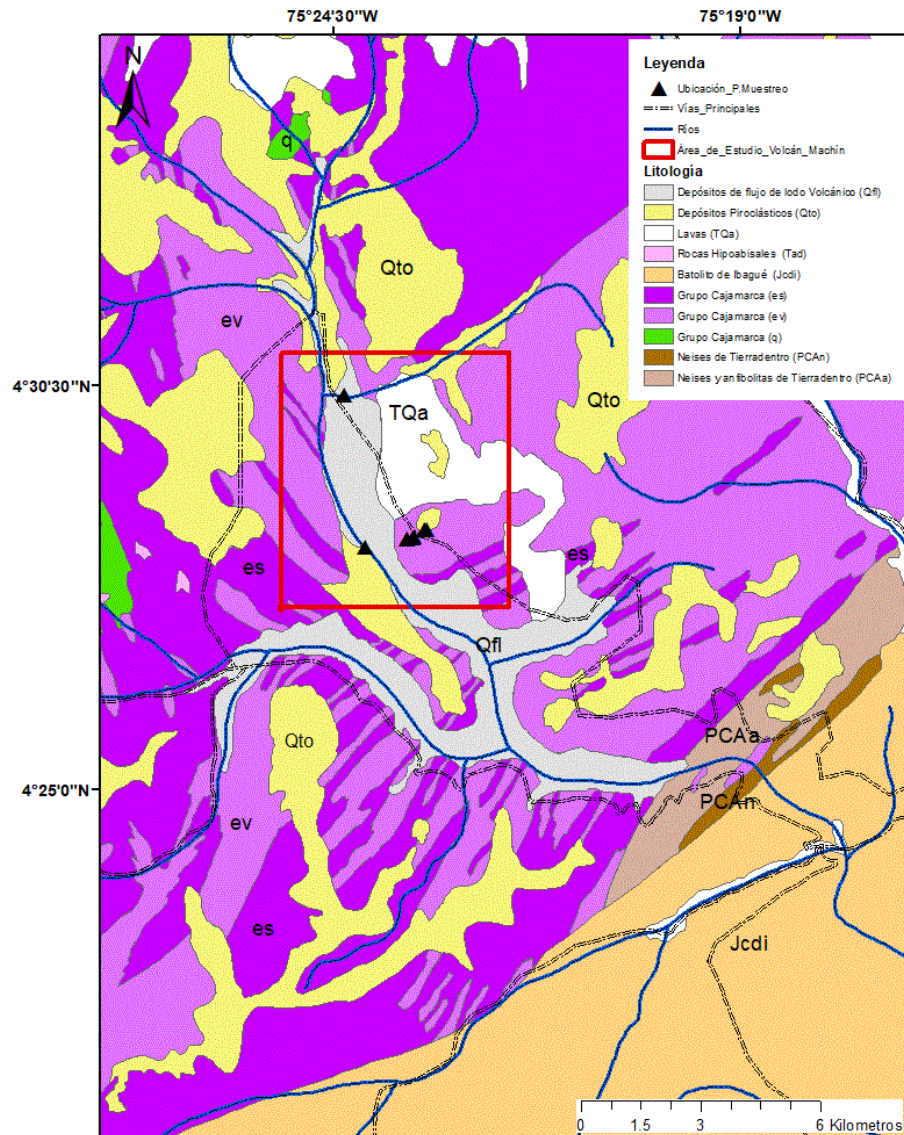


Figura 3. Mapa geológico y estructural de la zona de estudio. Recopilado de geología de la plancha 244, Ibagué por Mosquera, Núñez, & Vesga, 1982.

#### **1.3.1.3.1. Depósitos de flujo de lodo Volcánico (Qfl)**

Se encuentran en los flancos de la cordillera central, se asocian a volcanes apagados y algunos actualmente cubiertos por nieve. Su asociación con cuellos volcánicos da un origen volcano-sedimentario (Herd, 1974). El más extenso de los flujos relleno los valles de los ríos Toche, Tohecito, Bermellón y Coello. Este flujo de lodo se originó con el aporte casi exclusivo del volcán nevado del El Tolima y también en el volcán Machín (Nuñez & Murillo, 1982).

Son acumulaciones poco consolidadas, con abundantes fragmentos de rocas extrusivas, con algún aporte de rocas metamórficas y plutónicas. El tamaño de los cantos es variable. La matriz que engloba los fragmentos angulares a subangulares es variable y tiene que ver con la forma y topografía del canal preexistente, por el cual avanzó el flujo (Nuñez & Murillo, 1982).

#### **1.3.1.3.2. Depósitos Piroclásticos (Qto)**

Se presentan gruesas capas de ceniza coronando la mayor parte de las cimas y cuchillas, como en el caso de la cuchilla el alto el Cielo, Alto de la Cabaña, cabecera de la quebrada las lajas y Chorros Blancos, entre otras. Estas capas recubren el relieve antiguo, fosilizándolo y suavizando cimas y laderas. Los espesores varían entre tres metros y unos pocos centímetros. Están constituidas por cenizas volcánicas y lapilli, dando materiales compactos y deleznales dependiendo del predominio de estos dos componentes. En estos materiales es común la presencia de plagioclasa, cuarzo, biotita y abundantes óxidos de Hierro (Borja , 2014).

A estos materiales se les atribuye una edad Cuaternaria (Nuñez & Murillo, 1982) y su origen es atribuible a la actividad volcánica del volcán Machín, Nevado del Tolima y Páramo de los Gómez (Borja , 2014).

#### **1.3.1.3.3. Lavas (TQa)**

Los flujos de lava son asociados principalmente a los cuellos volcánicos Machín y Páramo de Los Gómez la composición general de estos derrames lávicos es andesítica con variaciones a basáltica y dacítica (Nuñez & Murillo, 1982).

#### **1.3.1.3.4. Rocas Hipoabisales (Tad)**

La composición general es dacítica-andesítica, con frecuentes cambios texturales, de porfídica a afanítica, dentro de un mismo cuerpo o dique; por tener una composición y una textura más o menos similar se consideran cuerpos con un origen idéntico, las edades radiométricas en pórfidos de la cordillera central dan por regla general cifras que corresponden al terciario (Barrero & Vesga, 1976).

#### **1.3.1.3.5. Batolito de Ibagué (Jcdi)**

Esta formación fue definida inicialmente por Nelson (1953). Las rocas de esta unidad incluyen diversas facies como cuarzodiorita, granodiorita, cuarzomonzonita y diorita-microdiorita en sectores con presencia de diques de andesita.

El cuerpo está constituido principalmente por granodioritas, de textura fanerítica, compuestas por plagioclasa, cuarzo y máficos, presentando bastante meteorización dentro del área de estudio. Por

relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas se asigna a esta unidad una edad Jurásico Superior (Borja , 2014).

#### **1.3.1.3.6. Grupo Cajamarca (ev, es & q)**

Este Grupo fue definido por Nelson (1952), como una secuencia metamórfica pelítica - psamítica de origen continental. Las rocas predominantes son esquistos cuarzo sericíticos y cloríticos, en menor proporción se presentan cuarcitas (Borja , 2014). Localmente, presenta instrucciones de poca extensión por cuerpos de composición andesítica – dacítica, así como pequeños diques y venillas de cuarzo lechoso y ahumado que en la mayoría de los casos no superan un metro de espesor. La asociación mineralógica que presentan estas rocas permite clasificarlas en la facies de esquistos verdes, dentro del metamorfismo de baja presión, definido por (Miyashiro, 1961).

Las edades radiométricas de estas rocas varían entre 61 M.A. (Nuñez, 1978) y 312 M.A. (Restrepo, *et al* , 1978), situación que lo permite definir en un complejo polimetamórfico, de edad y Formación del primer evento metamórfico no conocido aún, probablemente silúrico (Nuñez & Murillo, 1982).

#### **1.3.1.3.7. Neises y anfibolitas de Tierradentro (PCAa & PCAn)**

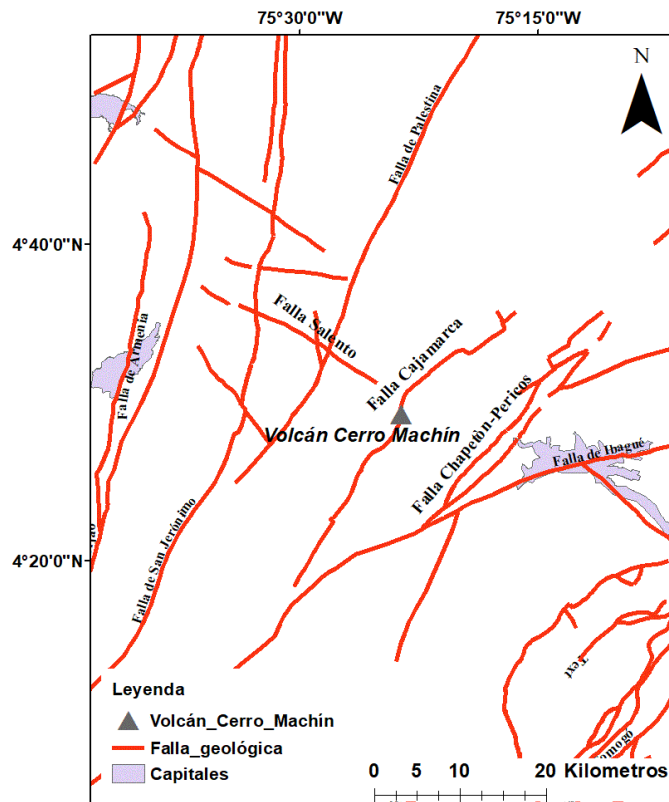
Denominación dada por (Barrero & Vesga, 1976), para describir una secuencia neises cuarzo feldespáticos y anfibolitas que afloran en la localidad de Tierradentro, en el norte del departamento del Tolima. Las rocas que forman esta unidad son metamórficas, facies granulita y edad Precámbrica (Borja , 2014).

#### **1.3.1.4. Geología estructural**

El fenómeno de vulcanismo en Colombia está íntimamente asociado a los procesos tectónicos compresivos resultado de la interacción de las placas de Nazca, Caribe y Suramericana y especialmente de la subducción de la corteza oceánica de las placas del pacífico bajo el continente suramericano (Sánchez Torrado , 2014).

La tectónica de Colombia comprende diferentes fases de deformación relacionadas con el levantamiento de las tres cordilleras (Cortés & C, 2005) y con el posterior desarrollo vulcanológico en la Cordillera Central y Occidental del país, en donde aproximadamente hay 38 volcanes, de los cuales 15 de ellos están actualmente activos (Sánchez Torrado , 2014).

El sistema magmático-hidrotermal volcán Cerro Machín está controlado por fallas NE y NO, como se observa en la figura 4, que controlan la actividad volcánica reciente, son claramente reconocidas y están representadas por las Fallas Ibagué y la falla de Cajamarca. Estas fallas controlan algunas emanaciones térmicas; por lo tanto, los flujos del fluido geotérmico pueden ser controlados por zonas permeables asociadas probablemente con fallas distensivas.



**Figura 4. Mapa estructural, en la imagen se muestra la distribución de estas dentro del área del volcán cerro machín ((Alfaro, *et al.*, 2002) (Barrero & Vesga, 1971) (Bohórquez, *et al.*, 2005)).**

#### **1.3.1.4.1. Falla Chapetón-Pericos**

Falla de movimiento vertical, en donde el bloque oeste fue deprimido con relación al bloque oriental. En el bloque sur es difícil postular el tipo de falla y su movimiento, ella atraviesa rocas muy homogéneas de composición cuarzodiorítica. La edad de la estructura es claramente post intrusión del Batolito de Ibagué, pero no se puede establecer con mucha precisión la época exacta de su primer movimiento. En la actualidad la zona de influencia de la falla es bastante amplia y está marcada por una serie de deslizamientos de tierra, sobre la carretera Ibagué-Armenia (Nuñez & Murillo, 1982).

#### **1.3.1.4.2. Falla Salento**

La falla con dirección E-W, que afecta el valle del Río Quindío, al E del municipio de Salento. Corta la Cordillera Central y varias fallas que recorren el Eje Cafetero. Presentan rasgos morfotectónicos en cercanías de Salento, como facetas triangulares y lomos de flexión en sentido dextral.

#### **1.3.1.4.3. Falla Palestina**

Pertenece al Sistema de Fallas de Palestina, producto de la subducción oblicua de la placa Nazca bajo Suramérica, cuyas características estructurales están relacionadas con mecanismos tipo “desgarre”, clásicos en la mecánica de partición de la deformación en condiciones de subducción oblicua (Barrero D. , 2000) (Cediel, *et al.*, 2002) (Mejía Toro, 2012)).

La Falla Palestina fue definida por (Feininger, 1970), como una falla de rumbo dextral lateral que atraviesa la Cordillera Central, desde el río Quindío al sur, hasta la Serranía de San Lucas al norte (Mejía Toro, 2012).

#### **1.3.1.4.4. Falla Cajamarca**

Es una falla inversa con dirección de desplazamiento a lo largo del plano de falla N20°E/SW (Mosquera, 1978), esta falla se habría formado durante el segundo movimiento del Ciclo Orogénico Andino después de la formación del anticlinal Baños del Inca como producto de la sobreimposición de los esfuerzos orogénicos frente a la resistencia de la cobertera sedimentaria (Bazan & Cerdán , 2012).

#### **1.3.1.4.5. Falla Ibagué**

La Falla Ibagué afecta la zona central de Los Andes Colombianos y hace parte de una compleja zona de transferencia de esfuerzos y deformación actual en la latitud 5°N. Al norte de esta zona las estructuras regionales de dirección NNE se caracterizan por presentar movimientos transpresivos, de componente principal sinistral. Este régimen ha sido atribuido a la colisión del bloque Chocó en el occidente colombiano durante el Mioceno tardío (Montes, *et al.*, 2005).

### **1.3.2. Marco teórico**

#### **1.3.2.1. Fuentes geotermales asociadas a sistemas volcánicos**

Las aguas termales son la manifestación más visible de los sistemas geotérmicos de agua caliente que transfieren calor a la superficie del suelo (White, 1973). Los sistemas volcánico-hidrotermales se limitan principalmente a los estratovolcanes o calderas jóvenes y a las manifestaciones características de la superficie que tienen una zonificación espacial con respecto a su centro volcánico, es decir, sulfatadas, fumarolas, lagos ácidos calientes, manantiales ácidos (que descargan sulfato y aguas de cloruro de sulfato) y corrientes ácidas raras (Hochstein & Browne, 2000).

Las sulfatadas depositan grandes cantidades de azufre alrededor de sus respiraderos y descargan vapor, CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S (raramente SO<sub>2</sub>), a veces se desarrollan montículos de azufre y acumulaciones de azufre fundido puede ocurrir a poca profundidad; estas manifestaciones también incluyen depósitos de minerales de sulfato tales como alunita, natroalunita, jarosita, yeso y una gama de sulfatos hidratados generalmente efímeros.

Las fumarolas asociadas con sistemas volcánicos-hidrotermales pueden descargar vapor a alta velocidad (> 150 m / s). El vapor usualmente contiene cantidades menores de gases magmáticos agresivos (tales como HF, HCL y SO<sub>2</sub>), pero si el componente magmático (con SO<sub>2</sub>) es dominante, las



temperaturas de la fumarola pueden ser  $> 130^{\circ}\text{C}$ , pero son usualmente  $< 130^{\circ}\text{C}$  donde el componente hidrotermal (con  $\text{H}_2\text{S}$ ) es dominante. El vapor y la mayoría de los gases magmáticos se condensan a poca profundidad (o se disuelven en aguas meteóricas encajadas o descendentes), produciendo aguas ácidas que pueden descargarse en lagos ácidos y calientes como manantiales ácidos donde los flujos de vapor son altos. Los condensadores cercanos a la superficie pueden canalizarse a sistemas de descarga y ocurrir, el pH de estas aguas es usualmente  $< 2$ , y la lixiviación de rocas es común (Hochstein & Browne, 2000).

Los condensados ácidos se mueven cuesta abajo en el subsuelo y se mezclan con aguas subterráneas poco profundas, a menudo dentro de los acuíferos, para ser lentamente neutralizados por interacciones progresivas fluido/roca. La mayoría de los sistemas volcánico-hidrotermales parecen estar rodeados por un reservorio que contiene aguas de pH neutro.

Manifestaciones superficiales de los sistemas cuasi volcánicos-hidrotermales: Estos se desarrollan cuando el flujo de gases magmáticos disminuye y un sistema volcánico-hidrotermal se convierte en un sistema de alta temperatura totalmente convectivo. También ocurren debajo de complejos compuestos (andesíticos y dacíticos) complejos volcánicos, calderas y cúpulas de siliconas (riolíticas). El calor que descargan proviene principalmente del agua subterránea profundamente penetrante que golpea un plutón que se enfría. Los condensados ácidos son menos comunes que en los verdaderos sistemas volcánico-hidrotérmicos, pero el suelo alterado por ácido ocurre, las sulfatadas producen solo cantidades menores de azufre y las fumarolas no descargan gases volátiles corrosivos, aunque las proporciones de volátiles no condensables ( $\text{CO}_2$ , He, Ar) están cerca a aquellos en fumarolas volcánicas. Las descargas laterales menores y poco profundas de aguas de sulfato de cloruro neutralizadas pueden descargarse en los flancos externos (Hochstein & Browne, 2000).

### **1.3.2.2. Parámetros fisicoquímicos y termodinámicos**

La geoquímica de fluidos es una disciplina de gran relevancia en el estudio de volcanes, esta técnica permite conocer las condiciones fisicoquímicas del sistema hidrotermal en profundidad e investigar las variaciones existentes en la composición de los fluidos termales, la temperatura y presión del fluido a profundidad, el origen de los fluidos, la dirección de flujo en el área y los tiempos de residencia de los fluidos bajo la superficie, así como el gradiente geotérmico. La determinación de todos estos parámetros se hace utilizando los resultados de los análisis químicos e isotópicos (Hernández, 2008).

Aguas subterráneas de origen natural presentan propiedades o características químicas como resultado de su propia composición química y de acciones naturales exógenas. Estas características pueden ser el color, sabor, turbidez, temperatura, conductividad eléctrica, dureza, entre otros. Las más representativas son:

#### **1. Temperatura**

Cuando en un área geográfica concreta se determinan condiciones geológicas y geotérmicas favorables para que se pueda explotar de forma económica los recursos geotérmicos del subsuelo, se dice que allí existe un yacimiento geotérmico. Tanto la composición como la temperatura de los fluidos geotérmicos varía ampliamente, siendo químicamente muy distinta de las aguas subterráneas frías o calientes (MIE, 1985), se establecido muchas clasificaciones de las aguas geotermiales. Según Ergorov & Luge (1967) la temperatura de las aguas subterráneas depende de las condiciones climáticas y geotérmicas de la región dentro de los límites de las cual ellas se forman. En la parte superior de la corteza (por donde escurren las aguas de tipo acuíferos), la temperatura del agua está sometida a oscilaciones debidas a la influencia del aire, mientras que a cierta profundidad a la que

no se siente la influencia de las temperaturas superficiales del aire, la temperatura del agua se hace constante y depende del gradiente geotérmico local (Fagundo, *et al.*, 2001)

Temperaturas altas superiores a 150 °C, permite transformar directamente vapor de agua en energía eléctrica. Los yacimientos con fluidos geotermales o con rocas calientes a más de 150 °C de temperatura se encuentran en zonas geográficas con gradiente geotérmico extraordinariamente elevado, hasta 30 °C cada 100m, estas zonas coinciden con la existencia de fenómenos geológicos notables, como actividad sísmica elevada, formación de cordilleras en épocas geológicas recientes, actividad volcánica muy reciente y regiones volcánicas situadas en borde de placas litosféricas. Se suelen explotar a profundidades entre 1500 y 3000m. Se dan esencialmente en los bordes o límites de placas y en las zonas frágiles de la corteza, por donde el magma asciende dando nacimiento a intrusiones plutónicas y a los volcanes (Llopis Trillo & Rorigo Angulo, 2008).

Temperaturas medias entre los 90 y 150 °C permiten producir energía eléctrica utilizando un fluido de intercambio. Se encuentran en numerosos lugares del planeta: en cuencas sedimentarias a profundidades entre 2000 y 4000 m; zonas de adelgazamiento litosférico; zonas con concentraciones elevadas de isótopos radioactivos. Precisan de una intrusión magmática como fuente de calor, y de un acuífero con buena recarga (Llopis Trillo & Rorigo Angulo, 2008).

Temperatura baja entre 30 y 90 °C, su contenido de calor es insuficiente para producir energía eléctrica, pero es adecuada para calefacción de edificios y determinados procesos industriales. Pueden encontrarse en cuencas sedimentarias en las que el gradiente geotérmico sea el normal o ligeramente superior. La condición geológica es la profundidad entre 1500 y 2500m, un gradiente geotérmico normal de alrededor de 3 °C cada 100m (Llopis Trillo & Rorigo Angulo, 2008).

Muy baja temperatura menores a 30 °C, pueden ser utilizadas para calefacción y climatización. Pueden encontrarse en cuencas sedimentarias en las que el gradiente geotérmico sea el normal o ligeramente superior. La única condición geológica requerida es una profundidad adecuada entre los 1500 y 2000m de formaciones geológicas permeables capaces de contener y dejar circular fluidos que extraigan el calor de las rocas (Llopis Trillo & Rorigo Angulo, 2008).

La determinación de la temperatura de un sistema geotérmico puede hacerse indirectamente a partir de la aparición de algunos de los minerales secundarios más comunes (minerales arcillosos (<225 °C), illita, clorita, epidota (>225 °C) encontrados en relación con las rocas alteradas geotérmicamente (MIE, 1985) o utilizando métodos químicos, ya que, en la etapa de prefactibilidad y factibilidad, la prospección geoquímica es la única metodología útil por la cual se puede obtener una estimación de la temperatura del yacimiento geotérmico (Hernández, 2008).

## **2. pH**

El parámetro pH es caracterizado como el logaritmo del inverso de la concentración de los iones hidrónios, este aumenta con el incremento de temperatura hasta en un 8% por lo que debe referirse a la temperatura de medida in situ. Por regla general el pH de las aguas naturales se mantiene entre 6.5 y 8, aunque excepcionalmente puede variar entre 3 y 11 (Gómez Rave, 2009). En términos químicos generales, los valores de pH típicos (ver Tabla 1.) oscilan desde moderadamente alcalinos (8.5) a moderadamente ácidos (5.5), un pH de 7 es neutro a la temperatura normal del agua subterránea ni alcalino, ni ácido.

El pH representa un papel muy importante en muchos procesos químicos y biológicos de las aguas subterráneas naturales (equilibrio carbonatado, procesos redox, etc.). Es fácilmente alterable por lo que su determinación debe hacerse en el momento de la toma de muestra. En sistemas



hidrotermales, el pH se encuentra bajo la influencia de fluidos salinos, la temperatura y por los minerales amortiguadores.

**Tabla 1. Síntesis generalizada de los tipos químicos de aguas en los sistemas geotérmicos (MIE, 1985).**

<b>TIPO DE AGUA</b>	<b>RANGOS APROXIMADOS DE PH</b>	<b>PRINCIPALES ANIONES</b>
<i>Agua subterránea</i>	6 – 7.5	<i>Trazas de <math>CO_3H^-</math></i>
<i>Agua clorurada</i>	4 - 9	<i>Cl, algo de <math>CO_3H^-</math></i>
<i>Agua cloruro-bicarbonatada</i>	7 – 8.5	<i>Cl, <math>CO_3H^-</math></i>
<i>Aguas calentadas por vapor</i>	4.5 - 7	<i><math>SO_4</math>, <math>CO_3H^-</math>, trazas de <math>Cl^-</math></i>
<i>Aguas sulfato-acidas</i>	1 - 3	<i><math>SO_4</math>, trazas de <math>Cl^-</math></i>
<i>Aguas sulfato-cloruro-acido</i>	1 - 5	<i>Cl, <math>SO_4^{=}</math></i>
<i>Aguas bicarbonatadas</i>	5 - 7	<i><math>CO_3H^-</math></i>
<i>Aguas cloruro diluidas</i>	6.5 – 7.5	<i>Cl, algo de <math>CO_3H^-</math></i>

### **3. Turbiedad**

Este parámetro está relacionado con la cantidad de sólidos en suspensión en el agua, los que pueden ser resultado de una posible actividad biológica o simplemente la presencia de componentes no deseables. Es un fenómeno óptico que consiste en la absorción de la luz, combinada con un proceso de difusión. Se considera como un factor importante para estimar la calidad del agua y está relacionado con su grado de transparencia y limpieza (Ernesto Rojas, *et al.*, 2014).

### **4. Sólidos Totales**

Los sólidos son materiales suspendidos y disueltos en el agua, los cuales pueden afectar negativamente a la calidad del agua o al suministro, de varias maneras. Las aguas altamente mineralizadas no son adecuadas para muchas aplicaciones industriales e incluso resultan estéticamente insatisfactorias para bañarse o usos domésticos. Estos análisis de sólidos son importantes en el control de procesos de tratamientos biológico y físico de aguas residuales y para evaluar el cumplimiento de las limitaciones que regulan su vertimiento, donde el contenido de materia en suspensión es muy variable, según los cursos de agua. Cada uno de ellos está en función de la naturaleza de los terrenos atravesados, la estación, la pluviometría, los trabajos y los vertimientos, entre otros (Ernesto Rojas, *et al.*, 2014).

### **5. Cloruros**

Son sales, en general, muy solubles, muy estables en disolución y muy difícilmente precipitables; no se oxidan ni se reducen en aguas naturales; en general están asociadas con el ion  $Na^+$ . El ión cloruro se encuentra con frecuencia en aguas naturales y residuales, en concentraciones que varían desde

1ppm hasta 250ppm por litro en aguas dulces. Este ión ingresa al agua de forma natural, mediante el lavado que las aguas lluvias realizan sobre el suelo. Un alto contenido de ión cloruro es perjudicial para muchas plantas y comunica corrosividad al agua (Ernesto Rojas, *et al.*, 2014).

### **1.3.2.3. Constituyentes en aguas termales**

#### **1.3.2.3.1. Constituyentes mayoritarios de los fluidos termales**

Es imprescindible la determinación de una serie de componentes esenciales de las diferentes manifestaciones termales:

- Cationes: Calcio, Magnesio, Sodio, Potasio.

De los constituyentes de soluciones hidrotermales en contacto con rocas corticales, Na K Mg y Ca son los comúnmente más analizados y en los que se ha encontrado una mayor aplicación como componentes de un gran número de geoindicadores ( (Fournier & Truesdell, 1973); (Giggenbach W., 1988); (Arnórsson, 2000); (Cortecci, *et al.*, 2001)). Los procesos más importantes que controla dichas concentraciones en las soluciones hidrotermales son la disolución de la roca que alberga al sistema geotermal y el grado de equilibrio alcanzado. Otros cationes que considerar son Fe y Al, que junto con los anteriormente señalados son los principales elementos formadores de roca. Considerando las proporciones relativas de Fe y Al en la composición de la roca promedio de la región (Taylor, 1964) y las características de los fluidos con los que interactúa, estas especies adquieren valores significativos en la composición de las aguas descargadas en superficie.

- Aniones: Sulfatos, Cloruros, Fluoruros, Carbonatos y Bicarbonatos.

Los tres aniones mayoritarios en la composición de soluciones de origen hidrotermal son generalmente cloruro, sulfato y bicarbonato ( $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$  y  $\text{HCO}_3$ ), y por este motivo los más frecuentemente analizados, aunque en algunos casos pueden hallarse cantidades de fluoruros ( $\text{F}^-$ ) y bromuros ( $\text{Br}^-$ ) significativas. En manifestaciones hidrotermales asociadas a ambientes volcánicos (lagunas de cráteres, vertientes, etc.), estos aniones mayoritarios tienen su origen principalmente en los gases provenientes del desgasado del cuerpo magmático. De esta manera, se considera que el Cl es esencialmente derivado de HCl magmático, el  $\text{SO}_4$  de  $\text{SO}_2$  y  $\text{H}_2\text{S}$ , y el  $\text{HCO}_3$  de  $\text{CO}_2$ . Cada uno de ellos está directamente involucrado en la transformación de los fluidos inmaduros, ácidos y oxidantes de origen magmático a fluidos neutros y reducidos típicos de sistemas hidrotermales maduros ( (Giggenbach W. F., 1997); (Arnórsson, 2000)), para después en superficie entrar en contacto con el ambiente oxidante atmosférico.

Otros componentes de interés geotérmico son: Sílice, Boro, y elementos menores como: Estroncio, Rubidio; Litio, cesio; hierro, Aluminio, Flúor, mercurio y otros elementos traza como Bario, plomo y Vanadio.

#### **1.3.2.3.2. Constituyentes minoritarios de los fluidos geotermiales**

Otras informaciones sobre las anomalías térmicas se pueden obtener mediante el estudio de algunos elementos que representan componentes secundarios que se presentan en fracciones de ppm, como son el boro, amoniaco, estroncio, barios, etc., y otros a niveles de trazas como el litio, rubidio, mercurio, magnesio, etc. (MIE, 1985).

El enriquecimiento de estos elementos en las aguas termales, en relación con las de circulación superficial, pueden relacionarse con la termalidad anómala de la zona y al tiempo de permanencia en el subsuelo. Asimismo, suministrar información sobre el tipo de roca a través de la cual migra el fluido hidrotermal (MIE, 1985).

#### **1.3.2.4. Tipos de aguas.**

En las zonas de circulación de aguas hidrotermales son generalmente atribuibles a cuatro tipos, que serán descritos a continuación. Giggenbach W. (1988), subraya que cada una de estas aguas pueden mezclarse entre ellas dando lugar a la generación de aguas híbridas.

##### **1.3.2.4.1. Fluidos primarios**

###### **1.3.2.4.1.1. Aguas cloruradas**

Este tipo de agua es muy común en los sistemas geotermales. Un alto porcentaje de las sales en disolución en las aguas termales cloruradas corresponde a Na-Cl. La concentración de cloruro típicamente va desde cientos hasta algunos miles de ppm. El contenido de cloruros depende de la disponibilidad de sales, las cuales pueden ser lixiviadas de las rocas del reservorio, o formarse de las reacciones entre HCl magmático y los minerales formadores de roca. La concentración de la mayor parte de los componentes en aguas Na-Cl se determina por el equilibrio local con minerales secundarios si la temperatura supera los 100–150 °C (Giggenbach W. F., 1991) (Martínez Márquez, 2017)).

###### **1.3.2.4.1.2. Aguas sulfato-ácidas**

Este tipo de fluidos es frecuente en sistemas geotermales volcánicos, generalmente asociado a volcanes andesíticos ((Truesdell, 1991) (Martínez Márquez, 2017)). La acidez es causada por HCl y/o  $\text{HSO}_4^-$ , generando que el pH de estos fluidos en la cabeza de los pozos pueda ser muy baja (pH~2 a 25°C). Sin embargo, a altas temperaturas estas aguas son casi neutras, ya que la acidez está dada por el  $\text{HSO}_4^-$  que se disocia bajo esas condiciones. Así, la mayor diferencia entre aguas cloruradas y sulfato-ácidas reside en que el buffer de pH para las aguas cloruradas es  $\text{CO}_2/\text{HCO}_3^-$ , mientras que para las aguas de tipo sulfato-ácidas es  $\text{HSO}_4^-/\text{SO}_4^{2-}$  (Amorssón, *et al.*, 2007) (Martínez Márquez, 2017)).

###### **1.3.2.4.1.3. Salmueras**

Estas aguas son el resultado de procesos que concentran sales hasta dar origen a salmueras geotermales. Uno de estos es la disolución de evaporitas por aguas meteóricas y su reacción con minerales primarios de rocas volcánicas y HCl magmático. Además, aguas termales connatas salinas han sido encontradas en cuencas sedimentarias. La separación de fases es otro de los procesos que produce un aumento en la concentración de sales, este proceso de diferenciación origina, por tanto, un fluido secundario ((Reich, 2012)& (Martínez Márquez, 2017)).

##### **1.3.2.4.2. Fluidos secundarios**

#### **1.3.2.4.2.1. Aguas sulfato-ácidas vapor calentadas**

La absorción y condensación de vapor y gases por parte de aguas subterráneas, acuíferos colgados, agua meteórica de infiltración somera, o lagos volcánicos, genera aguas termales “vapor-calentadas”. Esta denominación describe el hecho de que la condensación del vapor es un proceso exotérmico conducente al calentamiento de las aguas en contacto con la pluma ascendente de vapor y gas. Se caracterizan por un contenido bajo de Cl y relativamente alto de sulfato. Las aguas ácidas disuelven fácilmente los minerales primarios de las rocas volcánicas comunes (alcanzan valores de pH <1), dejando un residuo de sílice acuosa, anatasa, azufre nativo, sulfuros, esmectita y caolinita ((Reich, 2012) (Martínez Márquez, 2017)).

#### **1.3.2.4.2.2. Aguas carbonatadas**

Este tipo de aguas es común, tanto en los sistemas geotermales en áreas con actividad volcánica y en zonas sísmicamente activas sin volcanismo (Amorssón, *et al.*, 2007). Cuando el CO<sub>2</sub> es el principal gas contenido en el vapor, como ocurre generalmente con los gases de naturaleza geotérmica, las aguas vapor-calentadas asociadas serán del tipo carbonatadas. Si además se tienen concentraciones importantes de gases de H<sub>2</sub>S, las composiciones resultantes pueden ser sulfatadas-carbonatadas, aunque en este caso el pH es relativamente ácido. Por último, las aguas carbonatadas pueden ser el resultado de una mezcla de fluidos primarios a alta temperatura con aguas subterráneas frías ricas en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> ((Amorssón, *et al.*, 2007) (Martínez Márquez, 2017)).

#### **1.3.2.4.2.3. Aguas Mezcladas**

La mezcla de fluidos termales con aguas superficiales en las zonas más someras del sistema es uno de los procesos que más comúnmente afecta a los fluidos geotermales durante el ascenso (Fournier, 1977). Estas aguas pueden exhibir razones de mezcla variables y pueden ser reconocidas por una correlación inversa de la temperatura y el caudal de las manifestaciones, así como también por una correlación positiva entre componentes conservativos e isotópicos. Debido a que la mezcla de aguas altera el equilibrio agua-mineral, se producen cambios en las concentraciones iniciales de componentes reactivos ((Amorssón, *et al.*, 2007); (Martínez Márquez, 2017)). En caso de que las aguas superficiales sean razonablemente puras, como normalmente es el caso, este proceso puede ser simplificado como dilución simple del fluido del reservorio geotermal, para algunos componentes ((Reed & Spycher, 1984); (Pang & Reed, 1998); (Martínez Márquez, 2017)). Dentro de las modificaciones producidas, éstas típicamente incluyen un aumento en las concentraciones de Ca y Mg y una disminución en la razón de Na/K. De esta forma, la mezcla con aguas meteóricas tiene un efecto considerable en los geotermómetros y diagramas de equilibrio multimineral y por tanto debe considerarse en el análisis e interpretación de los resultados.

Adicionalmente, las aguas mezcladas se caracterizan como el resultado de un proceso común que afecta a los fluidos ascendentes en zonas de upflow en un sistema geotermal, cuando se mezclan con aguas subterráneas someras. Un caso especial de mezcla es la dilución, donde fluidos geotermales se mezclan con aguas meteóricas (diluidas). Este fenómeno puede observarse como una correlación positiva entre componentes conservativos e isotópicos de las muestras. Además, esto provoca un incremento en la concentración de Ca y Mg y un decrecimiento en la proporción de Na/K, debido a que se altera el equilibrio entre el agua y la roca, trayendo como consecuencia una variación de las concentraciones iniciales de componentes reactivos. Por lo tanto, la mezcla de un fluido geotermal con otro diluido tiene un efecto considerable en la aplicación de geotermómetros y en los diagramas de equilibrio mineral. Se debe tener en cuenta este factor ((García Droguett, 2012); (Berríos Guerra, 2015)).

### 1.3.2.5. Geoquímica de aguas.

La clasificación de las aguas es esencial para una correcta utilización de las técnicas geoquímicas, existen diferentes tipos de diagramas empleados en la clasificación, a continuación, se detallan algunos de ellos:

#### 1.3.2.5.1. Diagrama de Schoeller

El diagrama de la figura 5, representa el contenido de varios constituyentes para cada unidad de agua; estos valores están conectados con una línea, cuya forma permite una comparación de las diferentes aguas trazadas. Debido a que se utilizan valores logarítmicos, se puede organizar una amplia gama de contenidos en esta gráfica. El efecto de mezclar con agua diluida, así como la ganancia o pérdida de vapor, es mover la línea que representa un factor verticalmente sin cambiar su forma. La principal desventaja de este procedimiento es que cuando se representan muchas muestras relacionadas espacialmente, se pierden patrones individuales (Pacheco & Viera, 2015).

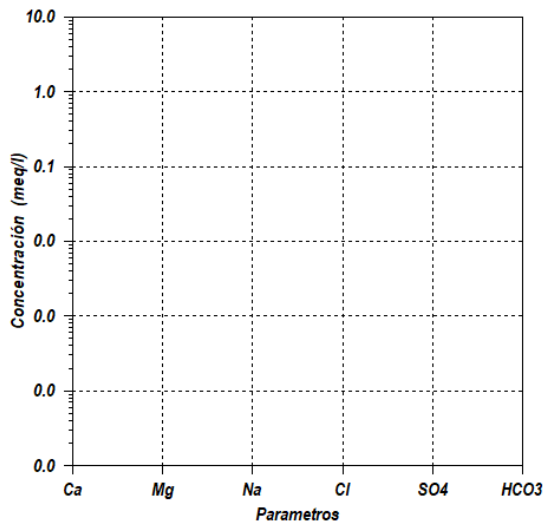


Figura 5. Diagrama de Schoeller- Barkalof

#### 1.3.2.5.2. Diagrama Triangular de Piper

Como se puede observar en la figura 6, el diagrama está formado por dos triángulos equiláteros donde se representa, respectivamente la composición aniónica y catiónica del agua y un campo central romboidal en que se representa la composición del agua deducida a partir de aniones y cationes. Es necesario calcular las concentraciones de los iones en porcentaje y solo se pueden reunir en cada triángulo tres aniones y tres cationes. A cada vértice le corresponde el 100% de un anión o catión ((Pacheco & Viera, 2015); (Martínez Márquez, 2017)). Se basa en las cantidades relativas en el fluido de Na + K, Mg, Ca, Cl + F, SO<sub>4</sub> y CO<sub>3</sub>H + CO<sub>3</sub>. Estos son los componentes iónicos más importantes en los fluidos termales y fríos, y son por tanto utilizados para discernir la gradación entre los fluidos meteóricos y geotérmicos que fluyen de las fuentes y de los pozos (MIE, 1985). Este diagrama puede ser utilizado para caracterizar distintos tipos de aguas, y definir la extensión de la mezcla entre las aguas.

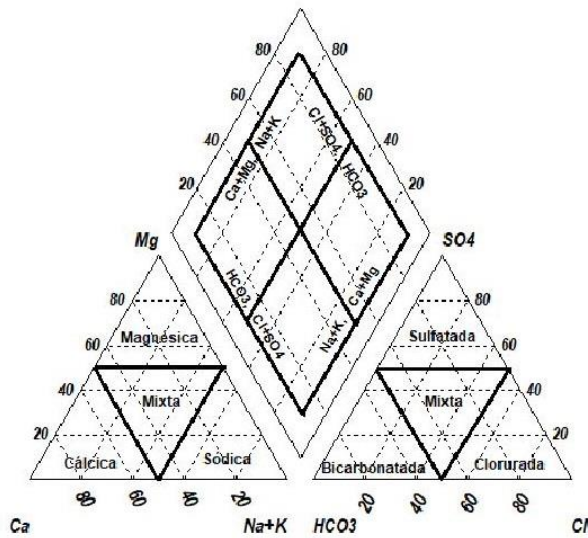


Figura 6. Diagrama de Piper.

#### 1.3.2.5.3. Diagrama cuadrado Langelier – Ludwig

La figura 7, se trata de un diagrama cuadrado en el que no se confrontan iones sino porcentajes de relaciones iónicas para los aniones y cationes (total 50% en cada caso) para varias muestras a la vez. Su ámbito de aplicación es parecido al diagrama triangular de Piper, siendo altamente utilizado como complemento en clasificaciones químicas. Al igual que estos no aparecen concentraciones exactas de los constituyentes (Fernandez, 2009).

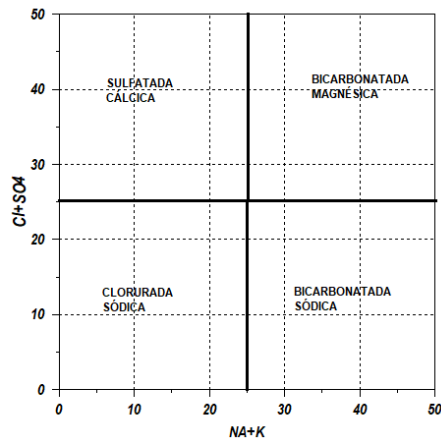
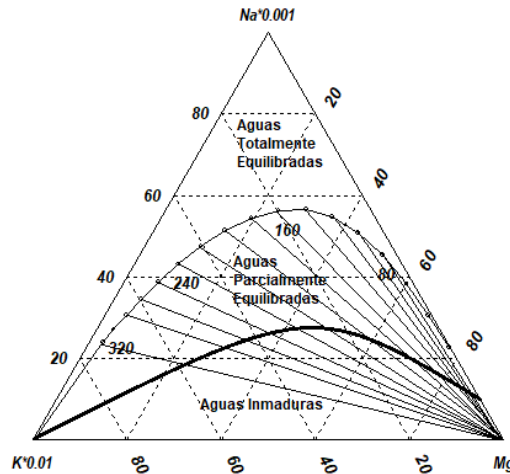


Figura 7. Diagrama cuadrado Langelier – Ludwig.

#### 1.3.2.5.4. Diagrama Na – K – Mg

Giggenbach W. F., (1986) propuso la combinación de los geotermómetros de Na/K y K/Mg en un diagrama triangular, a partir del cual se pueden clasificar las aguas y extrapolar la probable temperatura del reservorio, de una manera más sencilla y directa. Como se puede observar en la

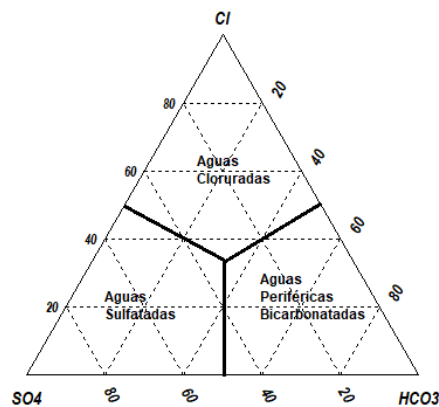
figura 8, los dos sistemas del diagrama están representados por dos conjuntos de líneas, uno para las razones de Na/K y otro para las razones de K/Mg, donde cada valor representa líneas isotermas (Martínez Márquez, 2017). La intersección de las isotermas de Na/K y K/Mg, referidas a la misma temperatura, corresponden a la composición del agua en equilibrio con las fases minerales controlando ambos geotermómetros y delineando la llamada “curva de equilibrio total”.



**Figura 8. Diagrama triangular Na-K-Mg1/2 propuesto por Giggenbach W. (1988).**

#### 1.3.2.5.5. Diagrama ternario de CL – HCO<sub>3</sub> – SO<sub>4</sub>

El diagrama de la figura 9, es la representación gráfica del comportamiento y proporción de dichos compuestos a partir de los cuales se pueden indicar una relación constante y el equilibrio entre las diversas fases en el sistema solido-liquido. Adicionalmente es utilizado para la caracterización morfológica, textural y composicional de la roca. En este diagrama propuesto por Giggenbach (1991) las aguas se clasifican en función del anión dominante como aguas sulfatadas, cloruradas o bicarbonatadas (Marrero Díaz, 2010).



**Figura 9. Diagrama ternario Cl – CHO<sub>3</sub> – SO<sub>4</sub>**

### 1.3.2.6. Geotermómetros.

A través de los geotermómetros es posible hacer geoindicadores. Estos geoindicadores organizan los puntos de datos trazados de una manera que ilustra tanto la evidencia que respalda la interpretación del agua equilibrada a alta temperatura como la influencia de procesos poco profundos y el posible equilibrio a una temperatura más baja (Powell & Cumming, 2010). La estimación de las temperaturas ayuda a evaluar el potencial geotérmico y la viabilidad de explotar sus recursos para la generación de energía eléctrica. Los geotermómetros de agua se pueden clasificar principalmente en:

#### 1.3.2.4.1. Geotermómetro de Sílice

El geotermómetro de sílice se basa en variaciones determinadas experimentalmente en la solubilidad de diferentes especies de sílice en el agua, en función de la temperatura y la presión.

A temperaturas por debajo de 150 - 180 °C, parece que otros polimorfos de la sílice pueden controlar el contenido en sílice del fluido. Según White (1970), cuando el agua se enfría por debajo de 180 °C se pueden originar precipitaciones de sílice. Asimismo, este autor sugiere que este geotermómetro no debe utilizarse en el caso de aguas con pH ácido, con bajas concentraciones de ion cloruro, porque las aguas a temperaturas próximas a 100 °C atacan a las rocas silicatadas, alcanzando valores elevados de concentración de  $\text{SiO}_2$  amorfa, que es muy soluble (MIE, 1985).

La solubilidad del cuarzo con rangos de temperatura entre 69 -240 °C, ponen en evidencia que la solubilidad de todos los minerales silicatados aumenta con la temperatura. De hecho, el cuarzo es el menos soluble, seguido de la calcedonia, cristobalita y el ópalo que es la fase más soluble. Se ha comprobado de forma experimental que la precipitación de la sílice por enfriamiento es un proceso lento, en particular a bajas temperaturas, pero por encima de aproximadamente 150 °C se alcanza rápidamente el equilibrio. Las condiciones externas tales como temperatura, salinidad, grado de saturación y probablemente pH, son los factores que determinan la velocidad de precipitación y el tipo de minerales que se forman cuando se remueve la sílice de la solución (MIE, 1985).

La aplicación del geotermómetro de sílice en datos de aguas de sondeos de áreas hidrotermales de baja temperatura pone en evidencia que estos sistemas están regidos por la solubilidad de la calcedonia y con temperaturas inferiores aproximadamente de 110 °C, y que, con temperaturas superiores a los 180 °C, la solubilidad del cuarzo es la que condiciona la cantidad de sílice disuelta en el agua. En el intervalo entre 110 -180 °C no se distinguen diferencias de solubilidad entre las fases de calcedonia y cuarzo. El equilibrio con la calcedonia puede establecerse a bajas temperaturas (20 °C) aun cuando es frecuente que las aguas frías presenten sobresaturación en relación con la solubilidad de la calcedonia, dependiendo básicamente de los valores de pH (MIE, 1985).

El geotermómetro de cuarzo es mejor para las condiciones del depósito > 150 ° C. Por debajo de esta temperatura, la calcedonia en lugar del cuarzo probablemente controla el contenido de sílice disuelto. Es por ello que existen cuatro geotermómetros principales de sílice.

1. Adiabático (pérdida máxima de vapor): este geotermómetro compensa la pérdida de vapor de las soluciones en ebullición y el aumento resultante en la concentración de sílice, más el enfriamiento de la solución por expansión adiabática debido a la disminución en la presión hidrostática-hidrodinámica. El geotermómetro adiabático de cuarzo de sílice se utiliza mejor para descargas de pozos y resortes de ebullición vigorosa y piscinas con altas tasas de descarga (> = 2 kg / s), especialmente aquellas con sílice (Karingithi, 2009).



2. Conductivo (sin pérdida de vapor): este geotermómetro representa las solubilidades determinadas experimentalmente y se aplica a aquellas aguas que se enfrían únicamente por conducción durante el ascenso. El geotermómetro de enfriamiento conductivo de cuarzo de sílice se utiliza mejor para muelles a temperaturas inferiores a la de ebullición (proporcionando una estimación máxima de las temperaturas del yacimiento según la solubilidad del cuarzo) o para los datos del pozo que se han calculado según las condiciones del yacimiento (Karingithi, 2009).
3. Si el geotermómetro de cuarzo u otros geotermómetros indican temperatura de 120-180 ° C, es posible que la calcedonia pueda controlar la solubilidad de la sílice. En estas circunstancias, pruebe el geotermómetro de calcedonia (Karingithi, 2009).
4. Si el geotermómetro de calcedonia da temperaturas de 100 - 120 ° C, puede representar la verdadera temperatura profunda. Sin embargo, si la temperatura calculada es inferior a 100 °C, la sílice amorfa puede controlar la solubilidad. A temperaturas más bajas en sistemas con rocas huésped silíceas, la abundancia de vidrio volcánico puede permitir la saturación de un fluido con respecto a la sílice amorfa (Karingithi, 2009).

#### **1.3.2.4.2. Geotermómetro Na-K-Mg**

El geotermómetro Na-K-Ca fue desarrollado por Fournier y Truesdell (1973), para su aplicación en aguas con altas concentraciones de calcio. Este es un geotermómetro empírico y las restricciones teóricas incluyen el equilibrio entre los feldespatos de Na-K más la conversión de minerales de aluminosilicato de calcio (por ejemplo, plagioclasa) en calcita. La principal ventaja del geotermómetro Na-K-Ca en comparación con el geotermómetro de cuarzo, y especialmente el geotermómetro Na/K, es que no proporciona resultados altos y engañosos para aguas frías y ligeramente térmicas, no equilibradas. (Karingithi, 2009)

En general el método Na-K-Ca proporciona mejores resultados que el método Na/K, sobre todo cuando se aplica a medios de circulación en ambientes muy ricos en calcio que no han sufrido procesos de precipitación de carbonato cálcico. En los casos que hayan sufrido precipitaciones de carbonatos, el geotermómetro proporcionará temperaturas anómalas del acuífero, con valores más elevados que los reales (Karingithi, 2009).

#### **Limitaciones del geotermómetro Na-K-Ca**

No es correcto aplicar el geotermómetro Na/K o Na-K-Ca a aguas ácidas, que no estarían en equilibrio con feldespatos, ni son aplicables a sistemas de agua en rocas con concentraciones inusualmente altas o bajas de un álcali particular a menos que haya una correlación directa con las temperaturas medidas están disponibles (Karingithi, 2009).

Los cambios en la concentración resultantes de la ebullición y la dilución afectarán la temperatura del Na-K-Ca. El efecto principal es la pérdida de dióxido de carbono debido a la ebullición, lo que provoca la precipitación de la calcita. La pérdida de Ca disuelto da como resultado temperaturas de Na-K-Ca, que son demasiado altas. La cantidad de error es proporcional a la cantidad de dióxido de carbono en el fluido (Karingithi, 2009).

El efecto de la dilución es mínimo si el fluido geotérmico es mucho más salino que el fluido diluyente. Para la dilución > 50%, las temperaturas de Na-K-Ca son demasiado bajas ya que la relación  $(Ca^{1/2} / Na)$  se ve muy afectada (Karingithi, 2009).

En algunas aguas diluidas de alta temperatura que contienen dióxido de carbono altamente disuelto y en aguas con bajas concentraciones de Ca, el término  $\beta$  puede volverse fuertemente negativo. En estas condiciones, el geotermómetro Na-K puede ser más útil (Karingithi, 2009).

Corrección de Mg para el geotermómetro Na-K-Ca (Fournier & Potter, 1979)

La mayoría de los fluidos > 180 ° C contienen <0.2 mg / kg Mg. En más fluidos salinos, el Mg es bajo en relación con otros cationes. Esta fuerte dependencia de la concentración de Mg en la temperatura se debe principalmente a la formación de clorito. A temperaturas más altas, otros minerales como la biotita o la actinolita también pueden eliminar el Mg de la solución.

A temperaturas más bajas, el Mg puede incorporarse en arcillas o carbonatos. La corrección de Mg se aplica a aquellas aguas geotermales (no afectadas por la mezcla) que contienen Mg disuelto alto, porque son salinas, o porque la temperatura del yacimiento es <180 ° C. La presencia de Mg alto produce resultados de temperatura anormalmente altos. La corrección de Mg generalmente se aplica a sistemas de temperatura más fríos; se aplica mejor a los resortes de bajo punto de ebullición con altos índices de descarga.

## **2. METODOLOGÍA**

El presente estudio se fundamentó principalmente en dos tipos de investigación que son: investigación bibliográfica e investigación de datos de campo, para de esta manera dar cumplimiento a los objetivos planteados en éste estudio, donde las etapas de trabajo propuestas para el llevar a cabo los objetivos incluyen análisis de fuentes bibliográficas, recopilación y análisis de muestras de fuentes termales (suministrados por Servicio Geológico Colombiano (SGC) y procesamiento de datos en gabinete, según detallados a seguir.

### **2.1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA**

La metodología aplicada en ese trabajo comenzó con una extensa recopilación bibliográfica, en la cual se reunieron diversos trabajos sobre el contexto geológico donde se localiza el área de este estudio, con un mayor destaque dado a la geología regional, geoquímica, vulcanismo, y los diferentes modelos planteados del sistema magmático-hidrotermal, del Volcán Cerro Machín.

Fueron reunidas diversas publicaciones como artículos científicos en revistas nacionales e internacionales y otras publicaciones de cuño académico como tesis y disertaciones, resúmenes publicados en eventos y libros especializados; con la finalidad de fundamentar la parte teórica del presente proyecto. Además de informaciones técnicas de estudios realizados y facilitados por Servicio Geológico Colombiano (SGC), así como informaciones en libros y artículos sobre la teoría de los métodos analíticos y técnicas geoquímicas a ser evaluadas en este proyecto.

### **2.2. LEVANTAMIENTO Y RECOPIACIÓN DE DATOS**

En el presente estudio se han utilizado un conjunto de tipos de datos recopilados originalmente por el Servicio Geológico Colombiano (SGC). Estos parametros de agua que fueron obtenidas en el año 2011 en campañas de campo realizadas por la institución, y siguiendo un conjunto de datos históricos de campañas previas publicadas por otros autores (Marrero Díaz, 2010). De dichos datos fueron seleccionados los más relevantes y próximos al área de influencia del volcán Cerro Machín, donde cuya composición química se obtuvo con: 1) Levantamientos geológicos de diversos reportes e informes detallados del INGEOMINAS sobre diferentes zonas del PNNN, Cerro Bravo y Cerro Machín, con énfasis en la relación existente entre los sitios de surgencia de las fuentes termales y los aspectos estructurales y litológicos; es decir, las fallas, tipos de rocas y de contactos entre las mismas; 2) Toma y determinaciones in situ en campo mediante metodologías internas descritas en Alfaro & Ortiz (2012); y 3) Análisis de muestras en laboratorio, los cuales se realizaron en el SGC en su laboratorio de agua y gas y el Laboratorio de Isótopos Estables. Las técnicas analíticas incluyeron: análisis volumétrico, cromatografía iónica, espectrometría UV, absorción atómica y técnicas de plasma acoplado inductivamente y para el análisis isotópico de espectroscopia de absorción de alta resolución ICOS (espectroscopia de salida de cavidad integrada).

Mediante el método descriptivo se procedió a filtrar información lo más relevante posible del volcán Cerro Machín con la información mencionada anteriormente, lo cual consistió en analizar en conjunto con fotografías aéreas y del terreno obtenidas mediante una base de datos tomado de <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>, donde su edición se realizó mediante el programa ArcGis 10.3.

Una vez analizadas las bases de datos se identificaron las fuentes principales de aguas termales asociadas al volcán a ser estudiadas en el presente trabajo, siendo seleccionadas los campos geotérmicos identificados como La piscina I, La piscina II, Estatuas I, Estatuas II, Puente Tierra, La

Cascada I, La Cascada II y Toche I, ubicados geográficamente en las zonas aledañas al volcán Cerro Machín (Ver Tabla 2. Y figura 10.y 11).

Puntos de muestreo	x	y
La Piscina I	4° 28' 33"	75° 23' 16"
La Piscina II	4° 28' 34"	75° 23' 14"
Estatuas I	4° 28' 28"	75° 23' 24"
Estatuas II	4° 28' 27"	75° 23' 25"
Puente Tierra	4° 28' 19"	75° 24' 04"
La Cascada I	4° 28' 25"	75° 23' 30"
La Cascada II	4° 28' 25"	75° 23' 30"
Toche I	4° 30' 24"	75° 24' 21"

Tabla 2. Coordenadas de los puntos de muestreo

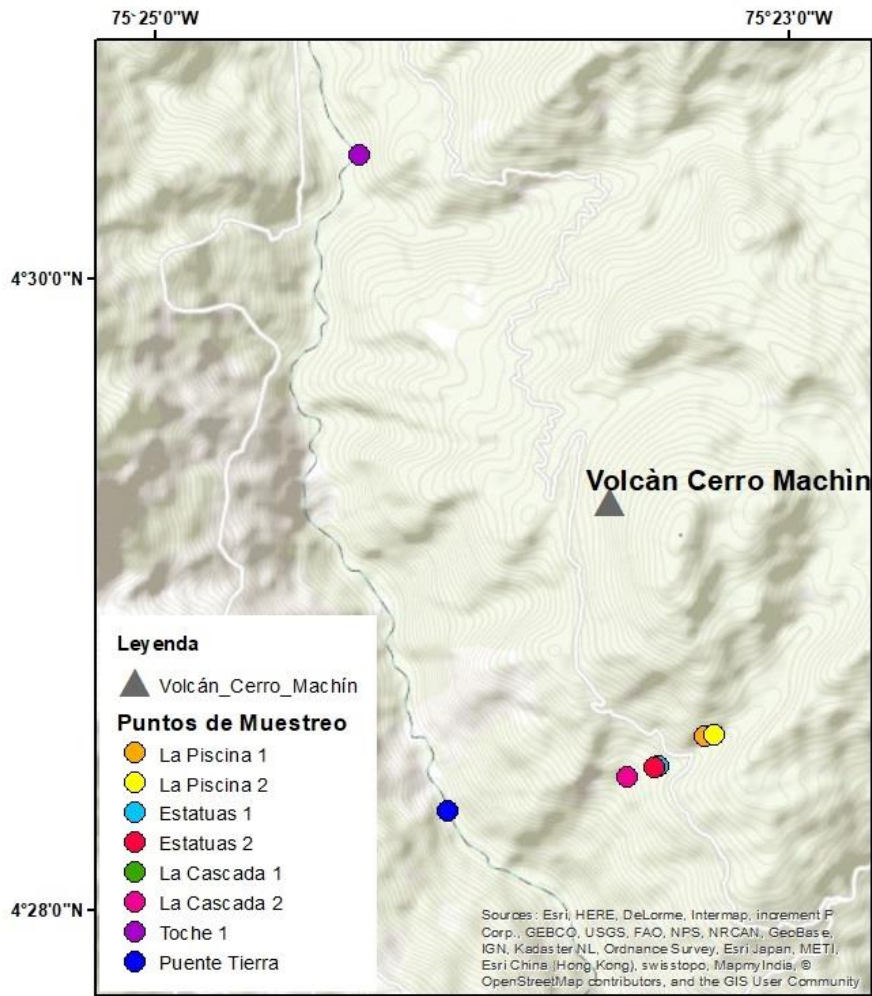


Figura 10. Mapa de localización de los puntos de muestreo

**Figura 11. Datos hidrogeoquímicos utilizados en el procesamiento y análisis de las fuentes termales del volcán Cerro Machín.**

Estación	Referencia	Departamento	Municipio	Fecha	Temp (°C)	pH	Conduc Elect (uS/cm) in situ	Alcalinidad total CaCO <sub>3</sub> /L	Altura msnm	Bicarbonato HCO <sub>3</sub> (mg/L) in situ	Bicarbonatos HCO <sub>3</sub> (mg/L)	Calcio Ca (mg/L)	Carbonatos CO <sub>3</sub> (mg/L)
La Piscina 1	SGC	Tolima	IBAGUÉ	25/03/2011	82	6.94	1715	500	2240	610	610	14	0
La Piscina 2	SGC	Tolima	IBAGUÉ	25/03/2011	74	6.99	1100	450	2232	549	549	20	0
Estatuas 1	SGC	Tolima	IBAGUÉ	25/03/2011	90	6.97	2164	967.46	2160	793	793	32	0
Estatuas 2	SGC	Tolima	IBAGUÉ	25/03/2011	74	7.34	2165	620	2161	756.4	756.4	28	0
Puente Tierra	SGC	Tolima	CAJAMARCA	26/03/2011	57	7.32	2073	750	1700	915	915	82	0
La Cascada 1	SGC	Tolima	IBAGUÉ	25/03/2011	82.5	6.75	2149	570	2062	695.4	695.4	22	0
La Cascada 2	SGC	Tolima	IBAGUÉ	25/03/2011	84.5	6.98	2067	540	2087	658.8	658.8	22	0
Toche 1	SGC	Tolima	IBAGUÉ	26/03/2011	42	6.38	2970	1660	2014	2015.2	2015.2	485	0

Caudal (L/s)	Cloruros Cl(mg/L)	d180(‰)	dD(‰)	Fluor F(mg/L)	Fosfatos PO <sub>4</sub> (mg/L)	Hierro Total Fe(mg/L)	Litio Li(mg/L)	Magnesio Mg(mg/L)	Manganeso Total Mn(mg/L)	Nitratos NO <sub>3</sub> (mg/L)	Potasio K (mg/L)	Silicio Si(mg/L)	Sodio Na(mg/L)	Sulfatos SO <sub>4</sub> (mg/L)	Silice SiO <sub>2</sub> (mg/L)	Sólidos en Solución (mg/L)	Sólidos Totales (mg/L)
0.25	127.31	-6.93	-57.88	0.8	0.91	0.16	2.8	11.1	-	1.4	27.72	208	292	155.5	445.71	1286	1314
	184						2.2	13			28	128.8	322	172.8	276		0
0.8	204.75	-7.46	-58.9	0.17	0.8	-	3.4	16.7	-	1.28	39.2	184	388	203.6	394.29	1558	
0.8	205.3			0.12	0.89	-	3.4	12.7	-	2.11	42.3	151	386	193.91	323.57	1520	1554
0.5	144.4	-7.33	-60.31	0.19	0.3	0.05	3.2	31.1	0.06	1.77	32.1	118	300	171.2	252.86	1434	1486
1	216.8	-11.14	-72.08	0.1	0.88	-	3.2	16.07	-	1.06	34.2	92.3	378	201.9	197.79	1456	1460
0.06	227.1	-7.6	-59.14	0.09	0.76	-	3.2	9.98	-	1.08	36	92.5	385	179.7	198.21	1478	1484
0.25	93.19	-6.93	-57.88	0.15	-	9.71	1.2	60.9	0.87	4.38	8.1	80.7	87.5	5.18	172.93	1190	1278

## 2.3. ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE DATOS Y GEOTERMOMETRÍA

En esta etapa del trabajo se realizó el tratamiento estadístico de los datos analíticos, en conjunto con las clasificaciones e interpretaciones geoquímicas pertinentes. Con la utilización del software AquaChem 4.0 trial, desarrollado por Waterloo Hydrogeologic y plantillas de geoquímicas de aguas propuestas por Powell & Cumming (2010), se utilizaron en primera medida los diagramas de Schoeller-Berkaloff y los diagramas triangulares ternarios de Piper para la clasificación de las aguas basados en las concentraciones relativas de Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>=</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>, con el objetivo de observar el contenido iónico de las aguas en áreas bien diferenciadas. Adicionalmente fue utilizado el diagrama cuadrado clasificatorio de Langelier-Ludwig con el objetivo de verificación de las informaciones obtenidas.

Seguidamente, para determinar y evaluar la madurez termal de las fuentes y así analizar la evolución de las mismas, se utilizó el diagrama triangular de los aniones Na-K-Mg propuesto por Giggenbach W. F., (1986), de modo similar, se utilizó este diagrama complementario del cual se pueden clasificar las aguas y extrapolar la probable temperatura del reservorio de las fuentes, de una manera más sencilla y directa.

La proveniencia de los fluidos y los procesos ocurridos en el ascenso en la superficie de sistemas geotermales estudiados se realizó utilizando el diagrama propuesto por Giggenbach, el cual relaciona los contenidos de Cl – HCO<sub>3</sub> – SO<sub>4</sub>.

Finalmente, las determinaciones de temperatura asociadas al reservorio de las fuentes termales, se realizó utilizando métodos geotermómetros; los geotermómetros usados son de sílice, Na-K-Mg propuesto por Giggenbach, y el diagrama complementario de la relación Na-K/Mg-Ca de Giggenbach & Goguel, 1989.

## **2.4. INTERPRETACIONES Y ELABORACIÓN DE TEXTO FINAL**

Esta etapa consistió en integrar toda la información obtenida en las etapas de recopilación, tratamiento de datos y analíticos de resultados, ilustrar y tratar estos por medio de gráficos y diagramas específicos, y de la integración, interpretación y elaboración de conclusiones, para posteriormente ser redactadas en la forma de una tesis.

### **3. PRESENTACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS**

#### **3.1. INTERPRETACIÓN DE DATOS**

En esta etapa se realizará la integración de los resultados obtenidos en los anteriores ítems, mediante el uso de los gráficos planteados con el fin de elaborar las conclusiones permitentes, las cuales son las variables que dan lugar a la construcción del modelo geoquímico conceptual del volcán Cerro Machín. Los resultados obtenidos son plasmados en el Anexo 1, mostrando los valores de Temperatura, pH, conductividad, sólidos totales disueltos, Cationes, Aniones, entre otros.

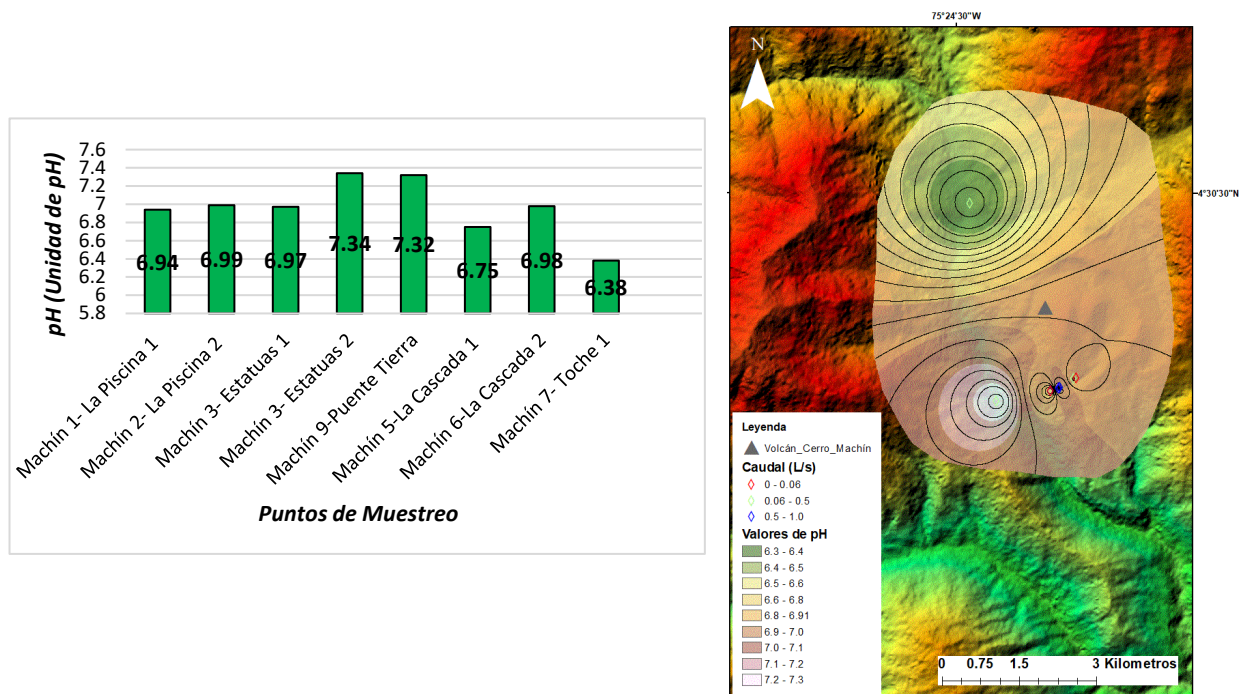
##### **3.1.1. Distribución espacial de diferentes parámetros fisicoquímicos**

A continuación, se presentan los resultados de las concentraciones y la distribución espacial de los principales parámetros fisicoquímicos de interés medidos en las aguas termales del Volcán Cerro Machín y las zonas adyacentes (Marrero Díaz, 2010). En cada sección se han elaborado mapas de isolíneas con el fin de diferenciar las temperaturas y demás parámetros obtenidos en los puntos de muestreo. Para crear dichos mapas se utilizó el software ArcGIS, versión 10.5.1., y el krigado como método estadístico de interpolación probabilística (Marrero Díaz, 2010).

- **pH**

Los datos de pH utilizados en la presente tesis se tomaron de la página del SGC (Servicio geológico colombiano), los cuales fueron tomados y medidos en los puntos de muestreo (ver Tabla 2.).

El rango de los valores de pH está entre 6.38 y 7.34, mostrando la poca variabilidad que hay entre los puntos de muestreo en el histograma (Figura 10 A). De los valores de pH, se observa que son relativamente ácidos, lo cual indica pH neutros para la zona de estudio, el cual se mantiene dentro de los parámetros normales de variación (no presentando cambios extremos), esto puede ser porque no existen cambios en la composición química y la temperatura tampoco presenta variaciones considerables. Adicionalmente, desde ya se puede hacer una aproximación de la composición de las aguas geotermales, si vemos la tabla 1 estos resultados enuncian que estas aguas se encuentran entre cloruro-bicarbonatadas y calentadas por vapor.



**Figura 12. A) Histograma y B) mapa de isolíneas con los valores de pH de las aguas termales del Volcán Cerro Machín.**

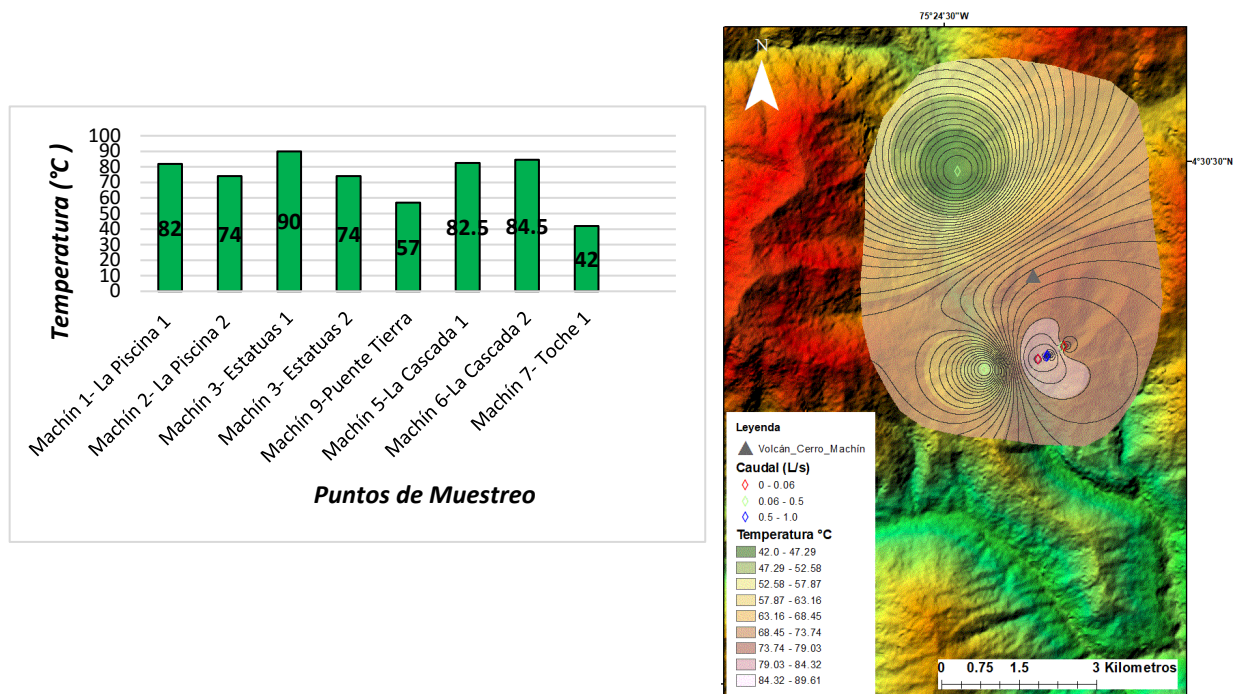
En la Figura 10 (B) se presenta la distribución de los contenidos de pH obtenidos en los puntos de muestreo. La distribución de las aguas termales con valores de pH más bajos se encuentra en el centro eruptivo y en la zona noreste del volcán lo cual indica una relación entre la estructura volcánica y las trazas de la falla Cajamarca por la fuerte interacción entre agua y roca; hacia la zona sureste se encuentran los valores de pH más altos.

El punto de muestreo con valor de pH más bajo nos indica una buena correlación con los centros eruptivos históricos y la falla Cajamarca, representando el ascenso preferencial hacia la superficie de fluidos endógenos. Es una posible explicación de que las aguas que circulan en este punto de muestreo presenten una mayor acidez.

- **Temperatura**

Los datos estudiados en la presente tesis fueron tomados el 25 y 26 de marzo del 2011, cuando la temperatura del ambiente es templada, aproximadamente 23°C. En el histograma de la figura 11 (A) de los valores de temperatura de las aguas termales analizadas, se puede apreciar que la temperatura de las fuentes se encuentra en un rango que oscila entre 42 y 90 °C, con un valor promedio de 73.24 °C.





**Figura 13. A) Histograma y B) Mapa de isolíneas de los rangos de temperatura (°C) de las aguas termales estudiadas en el área del volcán Cerro Machín.**

Las aguas termales analizadas con mayor temperatura son las de los puntos de muestreo ESTATUAS I Y LA CASCADA II, con valores de 90 y 84.5 °C, con un caudal de 0.8 y 1 L/s, respectivamente. La de menor temperatura se obtuvo en el punto de muestreo Toche 1. Con un caudal de 0.25 L/s, esto indica circulación somera e interacción con aguas meteóricas.

Las aguas de temperaturas altas indican una circulación relativamente rápida y profunda dentro del conducto volcánico, y posiblemente relacionadas a bajos tiempos de interacción fluido-roca, y las aguas con las temperaturas más bajas suelen indicar una circulación relativamente somera, una posible causa de este bajo gradiente geotérmico puede ser la existencia de flujos verticales de agua de infiltración (Marrero Díaz, 2010). Así podemos inferir que los fluidos geotermales antes de alcanzar la superficie pudieron ser afectados por factores, como la temperatura del medio por donde fluyen, además de posibles mezclas con agua fría.

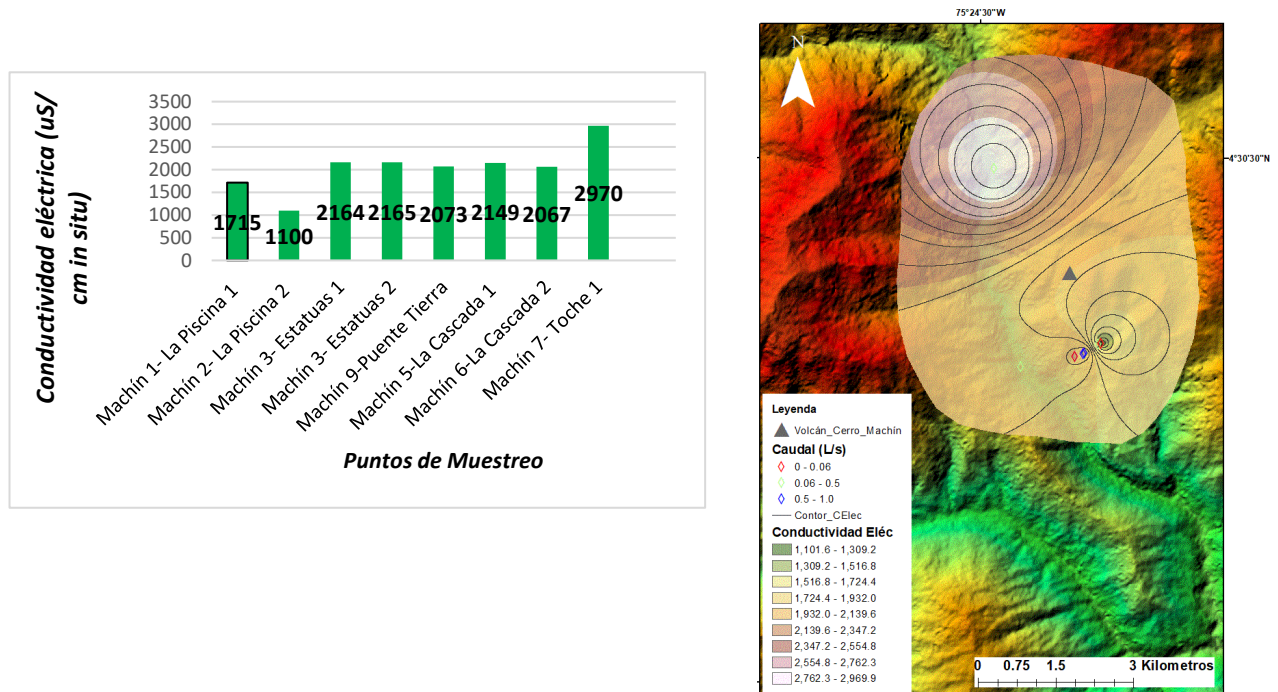
En el mapa de distribución espacial figura 11 (B), de temperatura de los puntos de muestreo se observa que la zona noreste presenta una temperatura más baja que el área central. Este resultado se debe posiblemente a un proceso de influencia de las aguas que drenan a la cuenca de la quebrada San Juan, como consecuencia que el punto de muestreo esta sobre el cono de deyección que deja la quebrada cuando desemboca al río Toche.

- **Conductividad eléctrica y TDS (Solidos Totales Disueltos)**

Los datos de conductividad eléctrica al igual que todos los datos han sido tomados de la página del SGC, pero esta fue medida in-situ en cada uno de los puntos de muestreo. La conductividad indica la capacidad del agua para la conducir la electricidad, como se observa en los datos del ANEXO 1 y en el histograma de la Figura 12 A), donde de manera general y agrupando los valores de las fuentes de ESTATUAS I Y II, PUENTE TIERRA Y LA CASCADAS I Y II, presentan los valores más altos (>

2000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), las fuentes LA PISCINA I Y LA PISCINA II ( $> 1000 \mu\text{S}/\text{cm}$  y el valor máximo presentado por TOCHE I ( $> 2900 \mu\text{S}/\text{cm}$ ).

En el caso de los sólidos totales disueltos, también las fuentes que se presentan más calientes son las que presentan mayor cantidad de aniones y cationes. Los valores altos de TDS nos están indicando que aguas como TOCHE I, CASCADAS 1-2 tienen menor grado de dilución con aguas periféricas, en relación a PISCINA 1 y 2, que presentan mayor dilución con aguas periféricas.



**Figura 14. A) Histograma y B) mapa de isolíneas con los valores de conductividad eléctrica de las aguas del volcán Cerro Machín.**

En el mapa de distribución espacial Figura 12 B), se nota

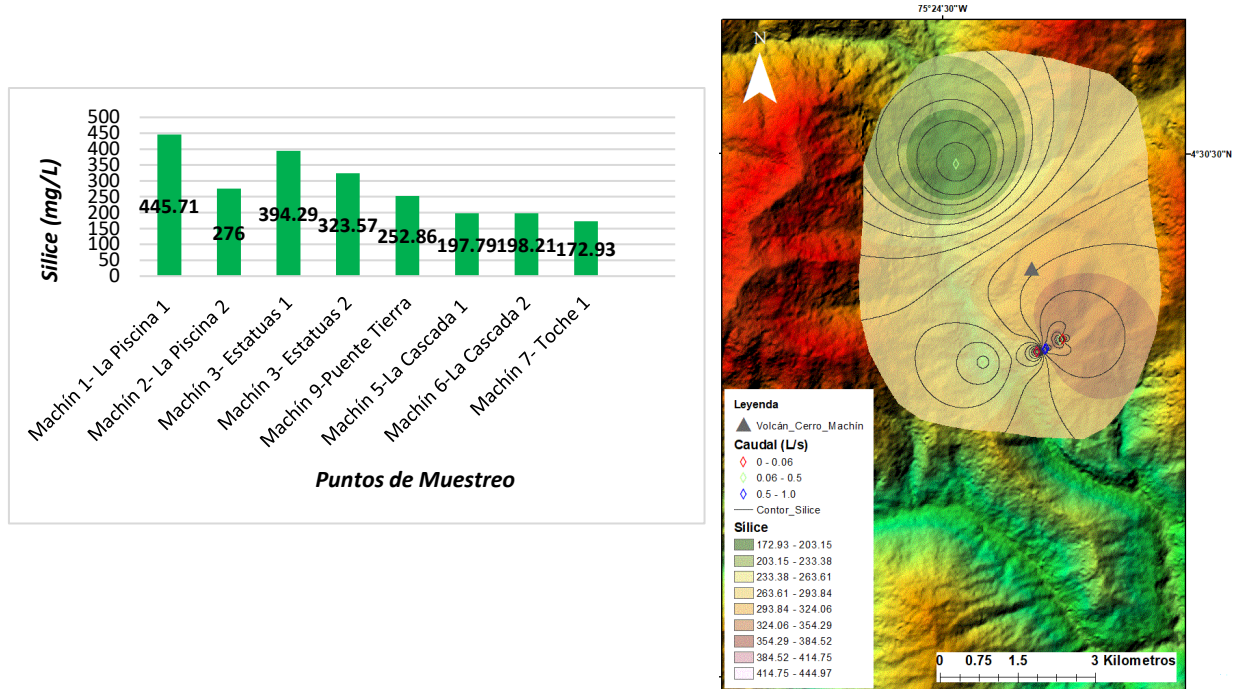
que las zonas de mayor conductividad eléctrica se encuentran hacia la parte noreste, siendo esto una consecuencia de la interacción fluido-roca que es favorecida por los flujos de gases. Estos valores se presentan por un proceso local como es la recarga de agua en la cuenca de la quebrada San Juan.

- **Sílice**

En las aguas de los terrenos volcánicos la concentración de sílice disuelta suele estar entre 10 y 40 mg/L (Custodio, 1978), en función de la salinidad del agua, del pH y, sobre todo de la temperatura que conduce su solubilidad hasta el punto de utilizarse el contenido en sílice como geotermómetro (Henley R. W., *et al.*, 1984). En aguas a elevadas temperaturas se pueden alcanzar concentraciones iguales o superiores de 100 mg/L de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , que al enfriarse pueden producir precipitados e

incrustaciones muy frecuentes en los pozos geotérmicos ((Lowell, *et al.*, 1993); (Lopez, *et al.*, 2006); (Castro, *et al.*, 2006); (Marrero Díaz, 2010)).

El histograma figura 13 (A), con los valores de sílice en las aguas termales estudiadas presenta valores que oscilan entre 150 y 445.71 mg/L, con un valor promedio de 282.7 mg/L. que según lo anteriormente mencionado presentan concentraciones altas de sílice. Ahora si tenemos en cuenta que los puntos de muestreo dieron temperaturas bajas (ver Figura 13 (B)) podemos concluir que se presentan procesos de disolución del cuarzo en las aguas.



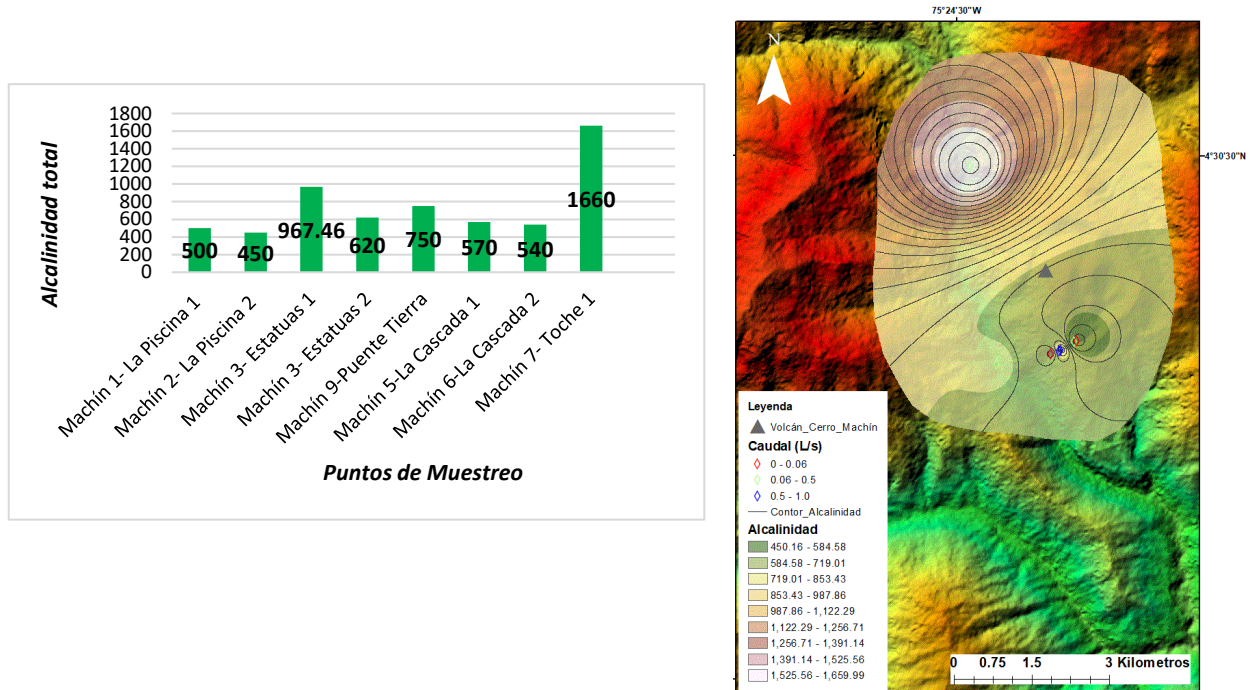
**Figura 15. A) Histograma y B) mapa de isólinas con los contenidos de sílice disuelta en las aguas termales analizadas en el área del volcán Cerro Machín.**

Las aguas subterráneas que presentan los mayores contenidos en sílice disuelta pertenecen al sector sur oriental, y la zona con menores valores pertenece al sector noreste.

- **Alcalinidad total**

Se conoce como alcalinidad total a la suma de los bicarbonatos ( $\text{HCO}_3$ ) y de los carbonatos ( $\text{CO}_3$ ) disueltos en las aguas. La concentración relativa de una especie carbonatada u otra es función directa del pH, siendo más abundantes los bicarbonatos a pH por debajo de 8,3 y los carbonatos por encima de dicho valor (Drever, 1997). En las aguas subterráneas analizadas el pH de estas oscila entre 6 y 9 unidades de pH, con un valor medio aproximado de 7,8; por tanto, en la mayor parte de las aguas subterráneas la especie carbonatada dominante es el bicarbonato (Marrero Díaz, 2010).

En la figura 14 A), se puede evidenciar el histograma con los contenidos de alcalinidad total de las puntos del sistema volcánico, presentan valores entre 450 y 1660 mg/L de  $\text{HCO}_3$ , con un valor de la mediana de 757 mg/L de  $\text{HCO}_3$ . El punto de muestreo con mayor valor de alcalinidad es Toche 1. En la Figura 14 (B), se presenta el mapa de isolíneas de la alcalinidad de los puntos de muestreo estudiados en el volcán Cerro Machín.



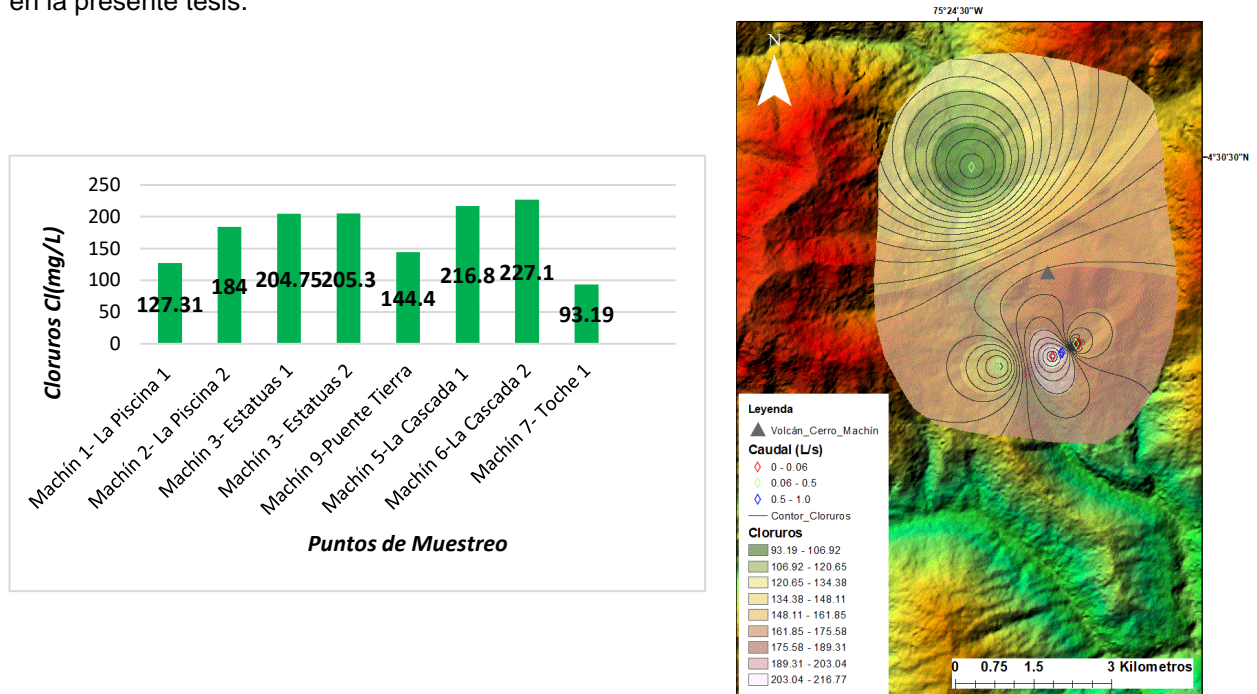
**Figura 16. A) Histograma y B) mapa de isolíneas con los contenidos de alcalinidad total de las aguas termales analizadas.**

- **Cloruros**

El cloro (Cl) disuelto en las aguas termales está esencialmente en forma de ion cloruro ( $\text{Cl}^-$ ). Los cloruros presentan unas características conservativas muy útiles para utilizarlo como trazador natural, ya sea para determinar líneas de flujo preferenciales de las aguas subterráneas ((Custodio, 1978); (Marrero Díaz, 2010)).



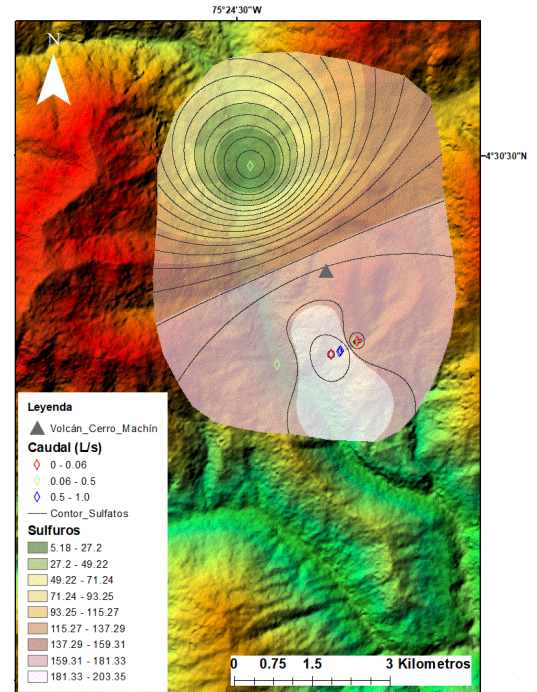
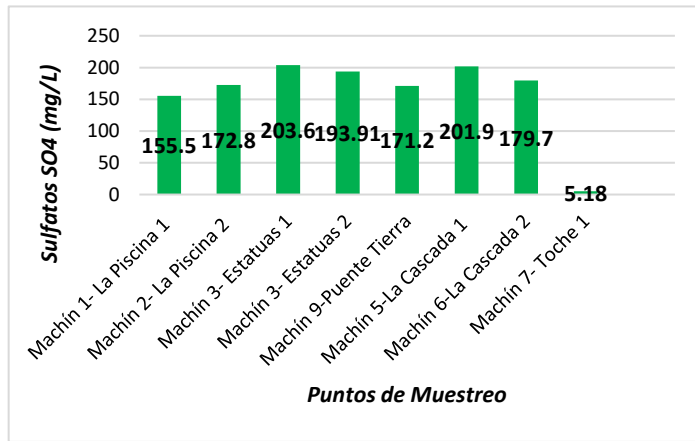
En la figura 15 A), se puede analizar el histograma con los contenidos de cloruros de los puntos de muestreo analizados, arrojando valores entre 93.2 y 227.1 mg/L, con un valor promedio de 175 mg/L. los puntos de muestreo con mayor valor son Estatuas 2, La Cascada 1 y La Cascada 2. La Figura 15 (B) muestra el mapa de isólineas con los contenidos de cloruros de las aguas termales analizadas en la presente tesis.



**Figura 17. A) Histograma y B) mapa de isólineas de los contenidos de Cloruros en las aguas termales del volcán Cerro Machín.**

- **Sulfatos**

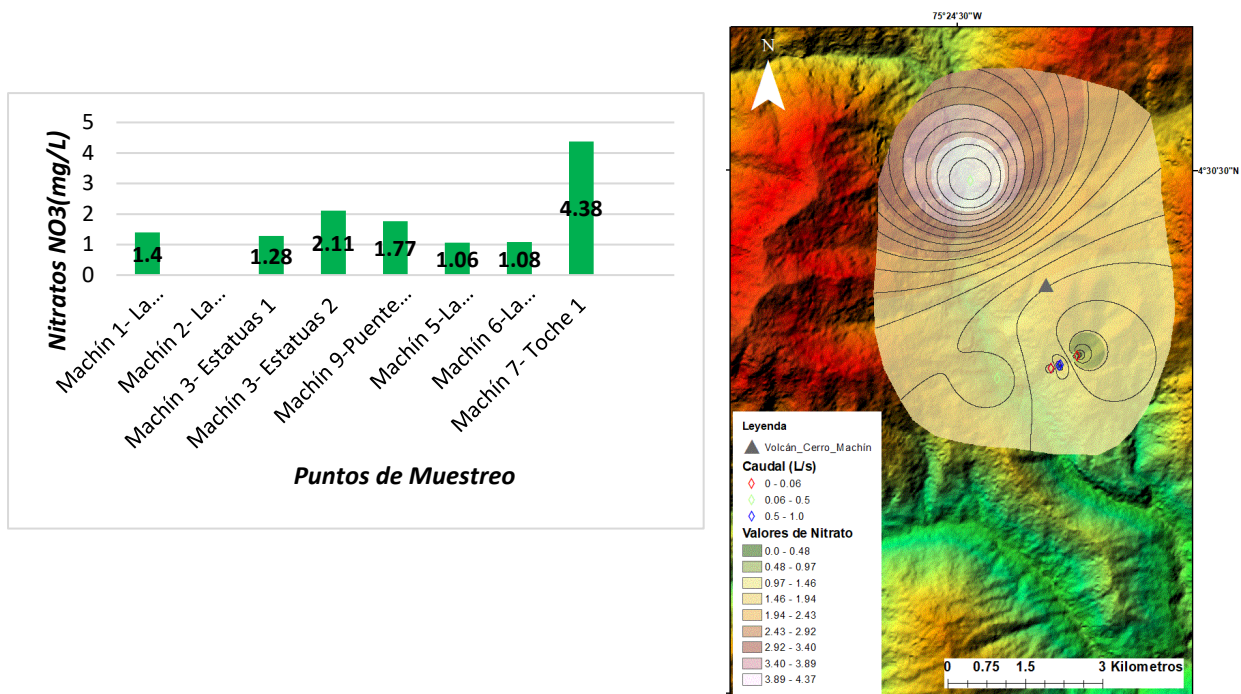
El histograma figura 16 A), muestra los contenidos de sulfatos ( $\text{SO}_4$ ) en las aguas estudiadas, las cuales arrojan valores entre 5.18 y 203.6 mg/L, con un valor promedio de 160 mg/L. El punto de muestreo que presenta el mayor valor de contenidos de sulfatos es Estatuas 1. La Figura 16 B), muestra el mapa de isólineas con los contenidos de sulfuros en las aguas termales analizadas en la presente tesis.



**Figura 18. A) Histograma y B) mapa de isolíneas con los contenidos de sulfatos en las aguas termales en el sistema volcánico Cerro Machín.**

- **Nitratos**

El histograma del contenido en NO<sub>3</sub> en las aguas subterráneas analizadas presenta valores que oscilan entre 0 y 4.38 mg/L, con un valor promedio de 1.9 mg/L. La Figura 17B), muestra el mapa de isolíneas con los contenidos y variaciones de nitratos en las aguas del sistema volcánico.



**Figura 19. A) Histograma y B) Mapa de isólinas con los contenidos de nitratos en el sistema magmático-hidrotermal del volcán Cerro Machín**

- **Fluoruros**

El flúor, o más correctamente el ion fluoruro (F) en las aguas, suele estar en concentraciones minoritarias. No obstante, la concentración de fluoruros en las aguas varía en función del tipo de rocas por las que circula, siendo menor en aguas donde el contenido en alcalinotérreos es predominante, mientras que en aguas que circulan por rocas ácidas alcalinas, cuyo contenido en Ca es menor, pueden alcanzar concentraciones superiores a los 2 mg/L (Marrero Díaz, 2010); (Custodio, 1986)). El histograma figura 18 (A) de la concentración de fluoruros en las termales analizadas presenta contenidos inferiores a los 1 mg/L y un valor promedio de 0.23 mg/L.

La figura 18 B), muestra el mapa de isólinas con los contenidos de fluoruros en las aguas termales estudiadas. Se puede concluir que concentraciones bajas están limitadas por la solubilidad de la fluorita, la cual está condicionada a la pureza del agua, es mucho más elevada en agua pura.

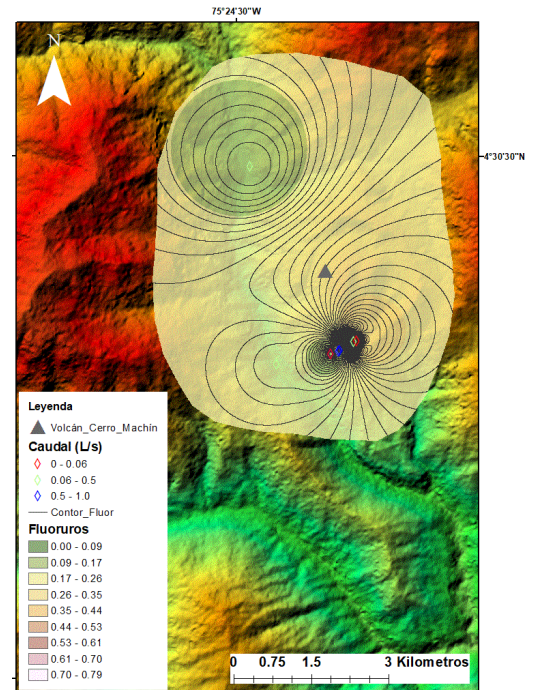
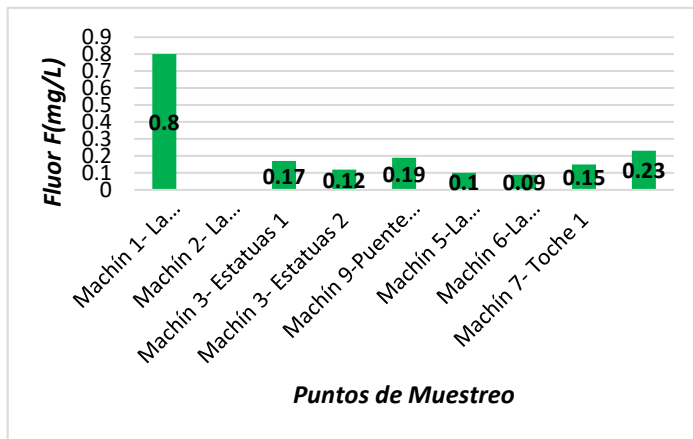


Figura 20. A) Histograma y B) Mapa de isolíneas de la concentración de fluoruros en el sistema magmático-hidrotermal del volcán Cerro Machín.



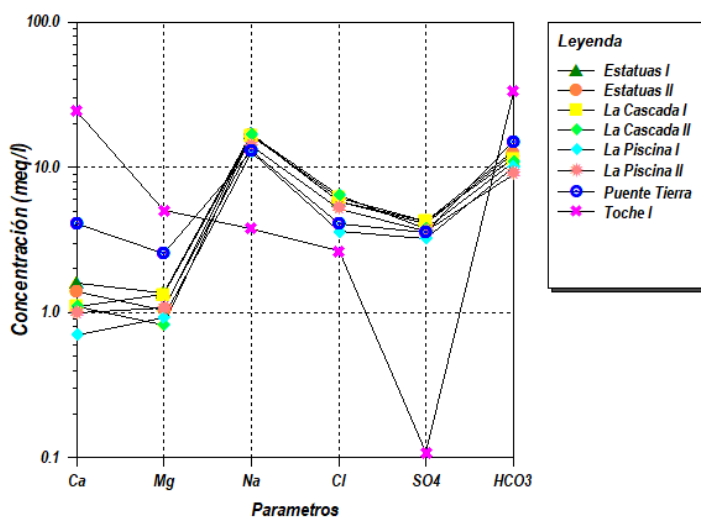
## 3.2. PROCESAMIENTO DE DATOS GEOQUÍMICOS

La composición fisicoquímica de las aguas en terrenos volcánicos está estrechamente ligada, a la interacción de las rocas y los gases presente en el sistema a través de los diferentes fenómenos modificadores (precipitación-disolución, adsorción-desorción, estado de solubilidad, etc.) en los que hay que considerar también la termodinámica y la cinética de las reacciones que tienen lugar durante la circulación del agua subterránea (Marrero Díaz, 2010).

En este capítulo se han calculado las temperaturas de equilibrio a través de los geotermómetros de sílice y Na -K - Mg, propuesto por Giggenbach, además, se elaboraron diagramas de estabilidad mineral y de equilibrio fluido-mineral para establecer el rango de evolución alcanzado en el proceso de interacción agua-roca. Los datos fueron tratados con el software AquaChem 4.0 y plantillas de Excel de análisis líquido desarrolladas y propuestas por Powell & Cumming (2010).

### 3.2.1. Diagrama Schoeller- Berkaloff

Como una primera aproximación visual para el conocimiento de los contenidos de las características fisicoquímicas de las aguas geotérmicas del volcán Cerro Machín presentadas en la Tabla 2. Se ha representado su contenido iónico mayoritario en un diagrama de Schoeller-Berkaloff (Figura 19). En dicho diagrama se puede identificar el tipo o facie hidroquímica al que pertenece cada agua en función del anión y catión con una mayor concentración, al mismo tiempo que se mira el contenido iónico de las mismas (Marrero Díaz, 2010). En la figura 19, se contempla la tendencia de las aguas a ser bicarbonatadas sódicas y cálcicas, se concluye esto por los picos preferenciales que se percibe en la figura, es decir, altos contenidos de  $\text{HCO}_3$  y Na y el punto TOCHE I, se diferencia por su alto contenido de Ca.



**Figura 21. Diagrama de Schoeller-Berkaloff para la clasificación hidroquímica de los 8 puntos de muestreo del volcán Cerro Machín.**

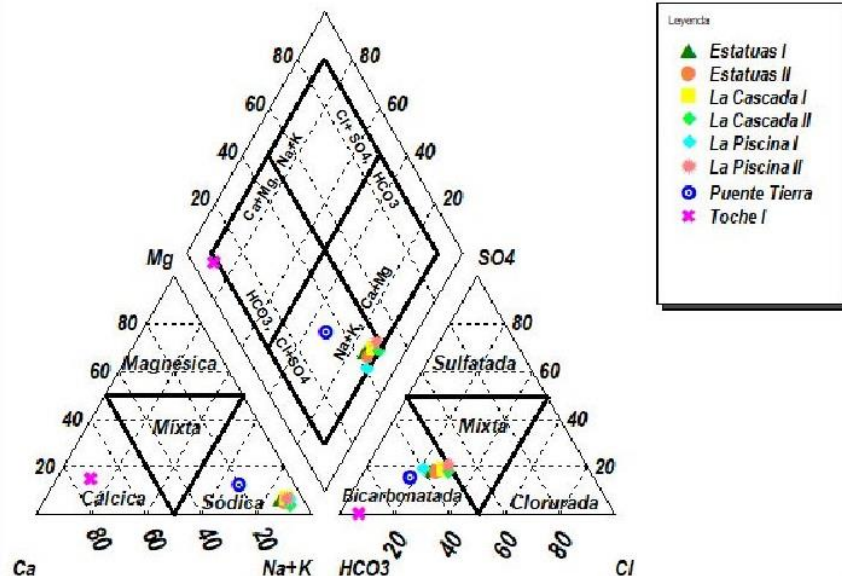
Adicionalmente, el diagrama compara en escala logarítmica la concentración de los componentes de los fluidos analizados, por lo tanto, es una herramienta muy útil que muestra al efecto de posibles procesos de mezcla entre aguas. La mezcla del agua termal con agua diluida mueve verticalmente la línea representativa sin cambiar la forma ( (García Droguett, 2012); (Truesdell, 1991)). Con esto, en la Figura 19, podemos identificar una tendencia vertical lineal verificando dichos procesos, siendo que desde el punto s de muestreo PUENTE TIERRA a LA PISCINA II, se muestre este aumento de

dilución con aguas meteóricas. Esto también es verificable, ya que todas las muestras analizadas presentan contenidos similares de  $\text{HCO}_3$  y Na, con tendencia a disminuir los contenidos de Cl, y  $\text{SO}_4$  (típicos de aguas netamente termales) y aumento gradual de sus contenidos de Ca y Mg (característicos de aguas meteóricas).

### 3.2.2. Diagrama Triangular de Piper

Con el fin de identificar y mostrar el contenido catiónico y aniónico de las aguas térmicas de los puntos de muestreo del complejo volcánico se realiza el diagrama Piper. Los puntos de muestreo presentan principalmente contenido catiónico con características salinas típicas de campos geotérmicos asociados a altos contenidos de metales alcalinos (Na), a excepción del punto TOCHE I, que presenta una composición cálcica. Para el contenido aniónico se observa que en general todas las aguas tienen una composición preferencial con  $\text{HCO}_3$  ( $\text{HCO}_3 + \text{CO}_3$ ). Según estas proyecciones, los puntos de muestreo son clasificados como bicarbonatadas sódicas con tendencia a mixtas y el punto TOCHE I, como agua bicarbonatada cálcica.

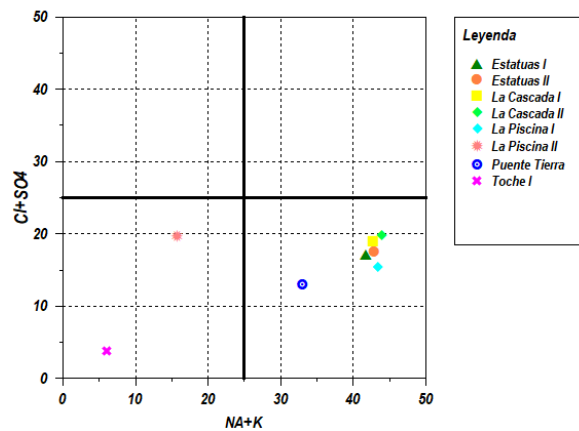
Las aguas bicarbonatadas sódicas por lo general son de altas temperaturas y de pH alcalino, si se observa las figuras 10 A) y B), el pH de los puntos de muestreo tiende a estar alcalino y la temperatura promedio es de  $73.24^\circ\text{C}$ , corroborando así la clasificación asignada a los puntos de muestreo. Para el punto TOCHE I, el cual ha sido clasificado como aguas bicarbonatadas cálcicas, cabe resaltar que estas por lo general son de bajas temperaturas y de poca mineralización. Según el Figura 19, el punto tiene menores concentraciones mineralógicas con respecto a los demás, pero se hacen notorios los contenidos de  $\text{HCO}_3$  y Ca, la temperatura de este punto es de  $42^\circ\text{C}$  (ver Figura 11. A.), confirmando la clasificación asignada.



**Figura 22. Diagrama de Piper con los contenidos catiónicos y aniónicos de las aguas termales analizadas en el sistema volcánico.**

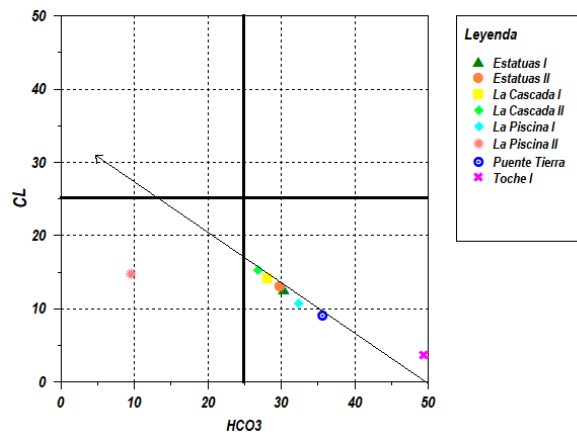
### 3.2.3. Diagrama binario Langelier-ludwing

En el diagrama de clasificación de Piper se logran identificar, además de los tipos de aguas presentados anteriormente, líneas de mezcla existentes entre los distintos tipos de aguas. En el diagrama de Langelier-Ludwig de la Figura 21. En donde el 50 % representa el 100 % de cationes o aniones (Marrero Díaz, 2010), se puede observar la distribución de las aguas frías o de carácter superficial, de las cuales seis de los ocho puntos están ubicados en la parte inferior derecha del gráfico y tienen una composición con  $\text{HCO}_3$  como anión dominante, siendo coherente con los datos mostrados en los digramas de Piper y Schoeller. Adicionalmente, los metales alcalinos  $\text{Na} + \text{K}$ , (especialmente el  $\text{Na}$ ) se encuentran por encima de los metales alcalinotérreos  $\text{Ca} + \text{Mg}$ .



**Figura 23. Diagrama de Langelier- ludwing Cl + SO<sub>4</sub>**

En la inferior izquierda se aprecian las aguas de carácter poco sulfatas, cloruradas y además poco contenido de  $\text{HCO}_3$ . Adicionalmente en las Figuras 21 y 22, se puede observar una insinuada línea de tendencia de mezcla ubicada en la parte inferior derecha del gráfico. Es en la Figura 22, donde se marca claramente la línea de tendencia, ya que al eliminar del grafico el valor de sulfatos, se demarca la línea de distribución de las muestras existiendo siempre el extremo derecho con las aguas de origen superficial y el otro extremo izquierdo con las de bajos contenidos de cloruros y bajo contenidos de bicarbonatos.



**Figura 24. Diagrama de Langelier-Ludwing Cl**

### 3.2.4. Diagrama Na – K - Mg

Este diagrama triangular, propuesto por Giggenbach (1988) para los cationes permite establecer el equilibrio fisicoquímico entre el fluido termal y la roca huésped a partir de las actividades de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , para estudiar la madurez de las aguas asociadas a sistemas hidrotermales.

El diagrama permite observar que las fuentes se encuentran en la zona de aguas inmaduras que presentan relativamente elevada concentración de magnesio, elemento que tiende a ser soluble a bajas temperaturas. Esto sugiere que las temperaturas de estas fuentes en profundidades son menores o iguales a  $100^\circ\text{C}$ , si se miran los datos obtenidos en la Figura 11. A), donde el punto de muestreo ESTATUAS I presenta una temperatura de  $90^\circ\text{C}$  a una distancia de 1.5km del cuello volcánico, el punto TOCHE I tiene  $42^\circ\text{C}$  a una distancia de 2.4km y el promedio de las temperaturas de los manantiales es de  $73.24^\circ\text{C}$ , da como resultado que las aguas son una mezcla entre un acuífero termal y un acuífero superficial de baja temperatura o aguas meteóricas (Cruz, *et al.*, 2009).

Esto confirma la razón por la cual el punto de muestreo TOCHE I presenta una temperatura por debajo del promedio, la ubicación del punto es a 2.4 km del volcán, en la parte noroeste en las cercanías de las trazas de la falla Cajamarca y sobre la margen derecha de la quebrada San Juan. Siendo esta ultima el mayor aporte de aguas meteóricas a este punto.

En la Figura 22, se aprecia una clara tendencia de los puntos de muestreo que se clasificaron como aguas inmaduras a aguas parcialmente equilibradas, cayendo en el grafico próximos a la esquina de Mg, para los puntos PUENTE TIERRA, LA PISCINA I y la PISCINA II, indicando que son aguas inmaduras que no han alcanzado el equilibrio químico, pero con tendencia marcada hacia aguas parcialmente equilibradas como son LA CASCADA II y ESTATUAS II. Obtenido como resultado, que ninguna de las fuentes ha alcanzado el equilibrio completo ni el parcial. La fuente más cercana a este equilibrio parcial es la de LA CASCADA II, ESTATUAS II, seguida de ESTATUAS I. El resto de las fuentes se encuentran casi juntas. Pero todas se encuentran en el grupo de aguas de poco recorrido dentro del sistema volcánico.

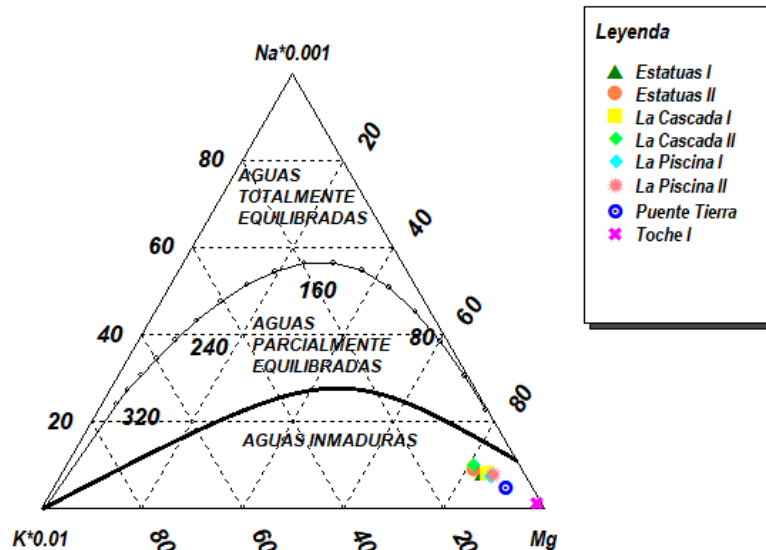


Figura 25. Diagrama de las concentraciones de Mg – Na - K de los puntos de muestreo ubicados en el volcán cerro Machín.

### 3.2.5. Diagrama ternario Cl - HCO<sub>3</sub> - SO<sub>4</sub> propuesto por Giggenbach

Este diagrama, desarrollado por Giggenbach, W. F. (1988) es altamente utilizado para poder relacionar el contenido de los aniones mayoritarios de Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> y a su vez divide el triángulo en zonas (ver Figura 23.), y su asociación con proveniencia de los fluidos y los procesos ocurridos en el ascenso en la superficie de sistemas geotermales. Fue implementado con el objetivo de ser aplicado para sistemas magmáticos hidrotermales, pero actualmente se usa para todas las manifestaciones termales.

Para este diagrama, en la sección inferior derecha se observa dominio de las aguas periféricas; este campo se caracteriza por la existencia de aguas que aun habiendo interactuado con la roca no han alcanzado el equilibrio con ella. En el extremo del cloruro se presenta la zona de dominio de las aguas maduras en donde están las aguas que se encuentran en equilibrio con la roca y en la sección izquierda del triángulo se determinan aguas de procedencia o influencia volcánica. En la zona central de la base del triángulo se encuentran las aguas vapor calentadas sulfatadas ácidas de origen hidrotermal como sulfatadas-cloruradas ácidas de origen magmático (Gómez Rave, 2009).

Las aguas estudiadas tienen una composición aniónica típica de aguas bicarbonatadas que fluyen a lo largo de conductos volcánicos, es decir, aguas periféricas y/o aguas frías ricas que circulan por acuíferos volcánicos someros (Marrero Díaz, 2010; Amorsson, *et al.*, 1983)). Diferenciándose el punto de muestreo TOCHE I que presentan un menor contenido de cloruros que los demás, pero incluyéndose en la clasificación de aguas periféricas. Cabe mencionar que el punto se encuentra sobre la línea por su composición química donde los cloruros y sulfatos son pocos (Ver Figura 19.).

Cuando se generan mezcla de aguas de orígenes magmático-hidrotermal, es decir más clorurados y sulfatados con aguas subterráneas ricas en bicarbonato, tal como son las aguas meteóricas, las aguas resultantes serán aguas bicarbonatadas con bajas concentraciones de Cl<sup>-</sup> (Gómez Rave, 2009), generando un desplazamiento hacia las aguas periféricas como se percibe mayoritariamente en las fuentes estudiadas (ver Figura 24.).

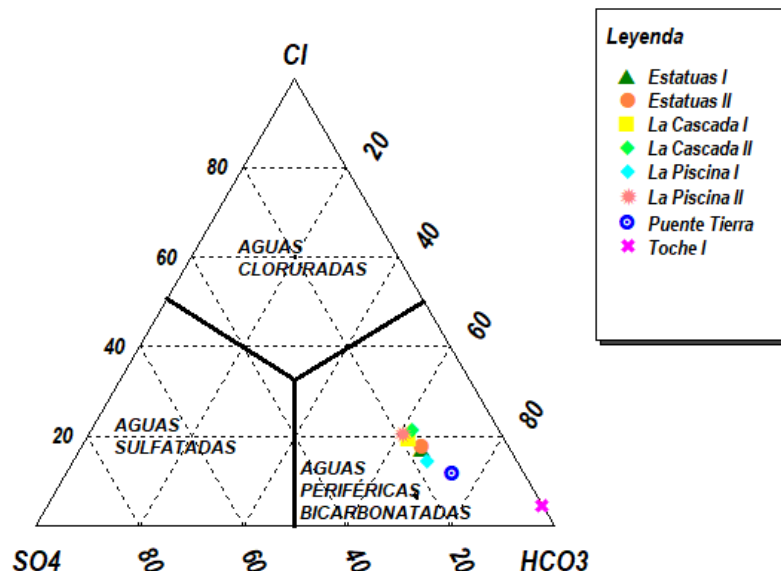


Figura 26. Diagrama triangular de HCO<sub>3</sub>– Cl – SO<sub>4</sub>.

### 3.3. GEOTERMÓMETROS

Los geotermómetros en geoquímica son de vital importancia como herramienta de bajo costo para conseguir obtener estimaciones de temperatura de equilibrio en sistemas geotérmicos (Arnórsson & D'amore, 2000). En general, teóricamente los geotermómetros experimentales se basan en ecuaciones analíticas de forma empírica, provenientes de las bases de datos, tomados de la composición química y de temperatura medidas en pozos geotermales con seguimiento detallado y continuo (García Droguett, 2012); (Fournier & Potter, 1979)).

En el presente estudio se utilizaron los geotermómetros de Sílice y cationes Na – K - Mg, permitiendo identificar los minerales solubles en sistema geotermal, tener una aproximación a determinar el tipo de equilibrio en la interacción agua-roca y estimar temperaturas de reservorio.

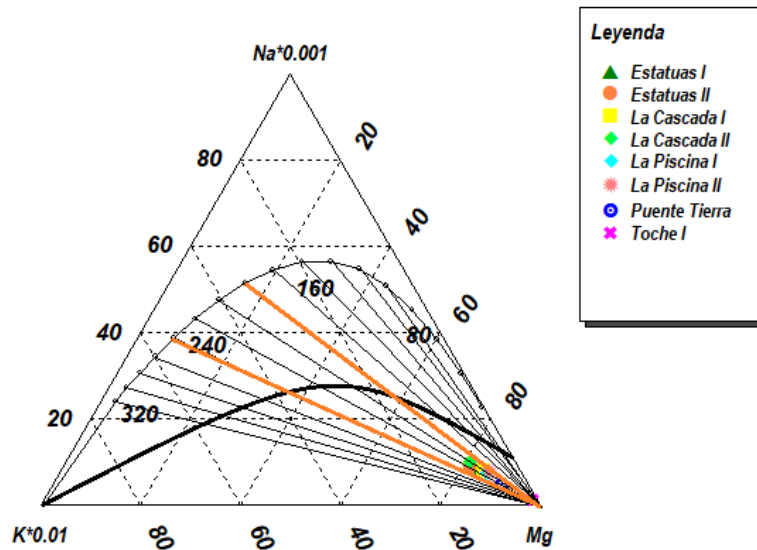
#### 3.3.1. Diagrama triangular Na-K-Mg propuesto por Giggenbach

Este diagrama, el cual es complementario al mostrado en la clasificación química de aguas relacionada a la madurez termal pudiendo ser usado para clasificar aguas como “completamente equilibrada”, “parcialmente equilibrada”, y “aguas inmaduras”, así teniendo sentido su utilización en una progresiva reacción hacia el equilibrio, moviéndose desde aguas inmaduras hasta el equilibrio total. En el caso que se encuentre en equilibrio total o tendencia a este equilibrio es muy buena herramienta para estimar temperatura de reservorio (García Droguett, 2012); (Cruz, *et al.*, 2009)).

En una solución ideal, las concentraciones de Na, K y Mg para un agua a una temperatura dada en equilibrio completo con un ensamblaje mineral de cuarzo, albita, feldespato potásico y moscovita, vienen definidas por estas tres ecuaciones. De esta manera se obtienen las concentraciones de Na, K y Mg en el equilibrio a diferentes temperaturas y se representan en un diagrama triangular como el de la Figura 24, el cual presenta la relación de concentraciones de  $\text{Na}/1000$ ,  $\text{K}/100$  y  $\text{Mg}^{1/2}$ . De esta manera el diagrama permite de una manera rápida y visual la delineación de tendencias y agrupamientos entre puntos de agua y, a partir de ellos, de variaciones en la naturaleza y la intensidad de procesos que afectan a las aguas hidrotermales como reequilibración y mezcla de aguas de diferentes orígenes ((Giggenbach W. , 1988); (Marrero Díaz, 2010)).

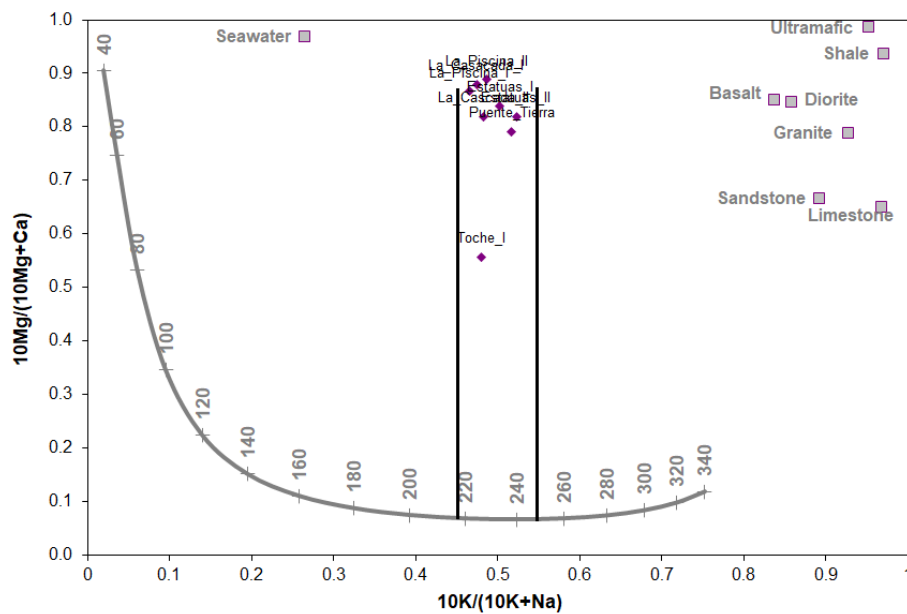
Todas las muestras caen próximas a la esquina del Mg, pero lejos de la línea de disolución isoquímica de las rocas. Según Giggenbach W. (1988) las aguas inmaduras son inadecuadas para la evaluación de las temperaturas de equilibrio a través de la relación Na/K, aunque para aquellas que no son demasiado ácidas sí se puede aplicar el geotermómetro de la relación K/Mg. Teniendo en cuenta que las aguas analizadas presentan pH neutro (Ver tabla 1. Y Figura 10 B)) se asume que el geotermómetro puede aplicarse a todas las aguas. Las aguas de los manantiales termales indican un rango de temperatura de equilibrio entre 200 y 260°C. Las aguas de LA CASCADA II y LA PISCINA II, presentan una tendencia hacia aguas parcialmente equilibradas, lo cual puede indicar que las aguas provienen de una circulación larga y profunda cerca al sistema volcánico-hidrotermal en comparación con las demás, lo que ha favorecido los procesos de calentamiento y precipitación de minerales (Marrero Díaz, 2010). Son los puntos con menos contenido de Ca y Mg, y con mayor temperatura.

Cabe resaltar que la vida activa del volcán es corta, es por ello que si se asume que las aguas geotérmicas tuvieran mayor interacción con el sistema hidrotermal-magmático pueden evolucionar hacia la composición de aguas parcialmente equilibradas, esto se puede inferir porque al prolongar una recta que una los puntos de la Figura 23, con la curva de temperatura se ve una tendencia definida (Marrero Díaz, 2010).



**Figura 27. Diagrama triangular Mg-Na-K**

Para aumentar la fiabilidad de los datos y obtener un rango de temperatura, se presenta el diagrama Na-K/Mg-Ca (Giggenbach & Goguel, 1989), que es otro geoindicador. Este diagrama se realizó con las muestras y el rango de temperatura arrojado es de 218 a 250°C, este rango de temperatura está incluido en el rango arrojado por el diagrama Mg – Na – K.

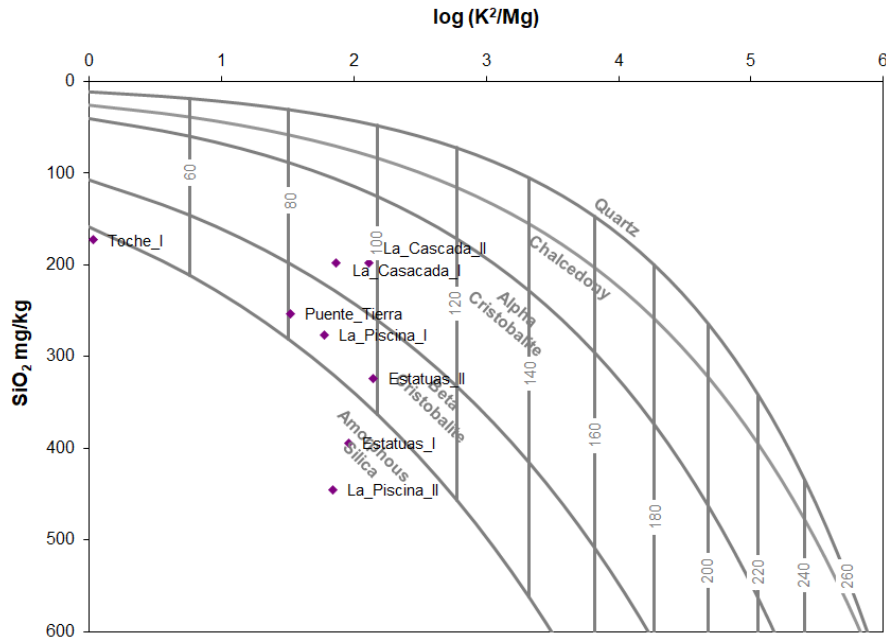


**Figura 28. Diagrama de Na - K/Mg - Ca**

### 3.3.2. Geotermómetro de sílice

El geotermómetro de la sílice es usado como indicador de la temperatura de equilibrio en muchos sistemas hidrotermales (Henley R. W., *et al.*, 1984), está basado en que la solubilidad del cuarzo y sus polimorfos crece con la temperatura y presión del agua. Dado que la concentración de sílice disuelta ( $\text{SiO}_2$ ) puede estar controlada por diferentes fases como cuarzo, calcedonia, cristobalita (alfa y beta), sílice amorfa, etc., es crucial una correcta identificación previa de la fase más adecuada para el cálculo de la temperatura. A altas temperaturas (entre 150 y 225 °C) el contenido en  $\text{SiO}_2$  está controlado por la disolución del cuarzo mientras que a bajas temperaturas suele estar controlado por el equilibrio con la calcedonia, la cristobalita y la sílice amorfa ((Henley R. W., *et al.*, 1984); (Marrero Díaz, 2010)).

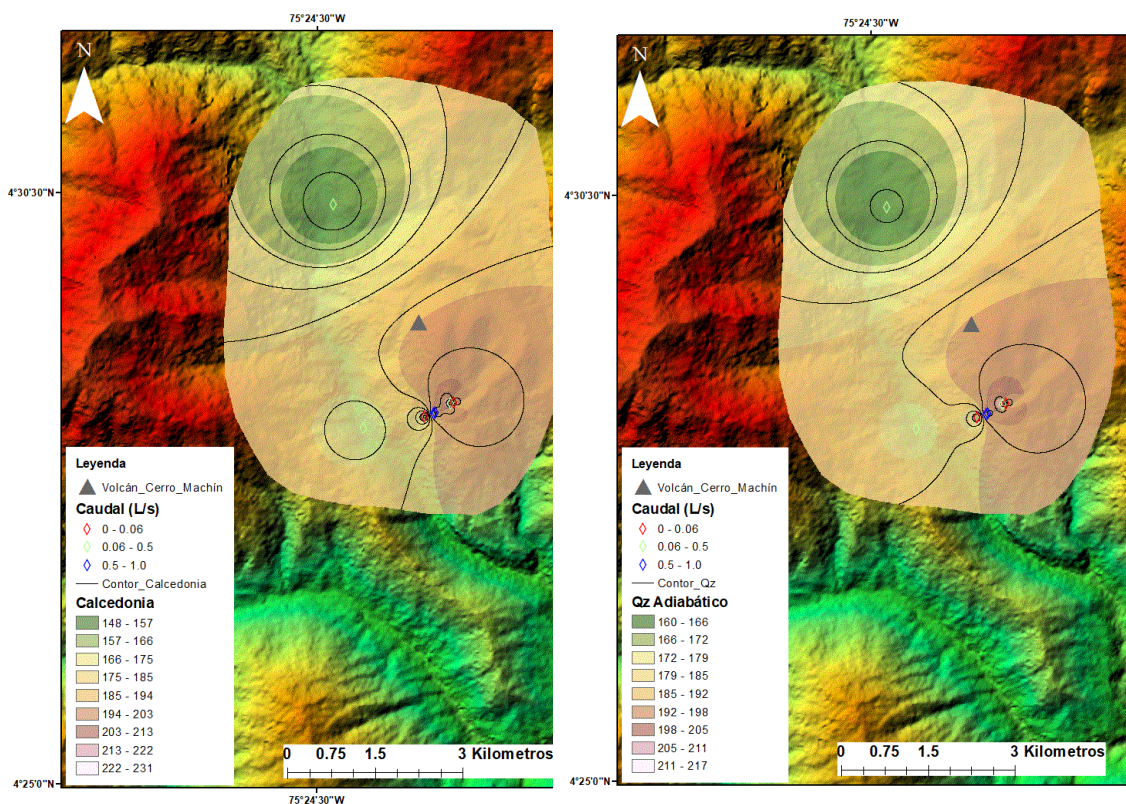
Las aguas de las fuentes termales del volcán Cerro Machín presentan temperaturas medidas en el terreno que oscilan entre 42 y 90°C y un promedio de 73.24°C, lo que las hace temperaturas de bajas a medias (Ver Figura 11 A)), mientras que las concentraciones de  $\text{SO}_2$  oscilan entre 150 y 445.7 mg/L y un promedio de 282.7mg/L.



**Figura 29. Geotermómetro de sílice con las diferentes fases de la sílice.**

En la Figura 27, se puede observar el estado de solubilidad de las diferentes fases de la sílice disuelta en los puntos de muestreo. Las aguas geotérmicas se encuentran sobresaturadas o en equilibrio con el cuarzo. Las aguas están super saturadas con respecto a la calcedonia, por tanto, se puede aplicar dicho geotermómetro a estos datos. Los puntos de muestreo LA CASCADA I y II, PUENTE TIERRA, LA PISCINA I están muy cerca del equilibrio con la beta Cristobalita y los puntos ESTATUAS I y II y LA PISCINA II están muy cerca del equilibrio con la sílice amorfa a la temperatura de muestreo. Los geotermómetros de cuarzo, cristobalita y calcedonia (Ver Tabla 3.) son los indicados para obtener la temperatura en equilibrio.





**Figura 30. Mapas de isolíneas con la temperatura en profundidad de los puntos de muestreos, obtenida a través de los geotermómetros calcedonia conductiva y cuarzo adiabático en las aguas geotérmicas de volcán Cerro Machín.**

En la Figura 28, se puede evidenciar la distribución espacial en planta de las temperaturas de equilibrio arrojadas por los geotermómetros de Calcedonia conductiva y cuarzo adiabático. Las mayores temperaturas de ambos geotermómetros se obtuvieron LA PISCINA II y ESTATUAS I, ubicados a 1.48 y 1.58km del cuello volcánico hacia el sureste, con un valor para el geotermómetro de calcedonia de 232 y 220°C, y para el geotermómetro de cuarzo fueron de 246 y 234 respectivamente. El punto TOCHE I ubicado a 2.4 km del volcán en la zona noroeste, presenta las temperaturas más bajas arrojadas por los geotermómetros, 148°C para el de calcedonio y 160 °C para el de cuarzo.

**Tabla 3. Valores del geotermómetro de sílice**

<b>Muestra</b>	<b>Calcedonia conductiva</b>	<b>Cuarzo adiabático</b>
La Piscina II	232	218
La Piscina I	186	187
Estatuas I	220	209
Estatuas II	200	197
Puente Tierra	178	182
La Cascada I	158	168
La Cascada II	158	168

### 3.4. PROCESOS DE MEZCLA

Los diagramas de cloruros-entalpía de Fournier & Potter (1979) se usan para examinar el contenido de calor de los fluidos combinado con las indicaciones de procesos de dilución o concentración para determinar procesos tales como, enfriamiento conductivo, ebullición y mezcla, lo cuales afectan la temperatura estimada del subsuelo. Estos diagramas han sido utilizados para predecir las temperaturas subterráneas, salinidad y relaciones de mezcla y ebullición.

La mezcla de dos aguas puede ser indicada en un gráfico donde se ploteen dos elementos conservativos, uno respecto al otro, ya que estos son comparativamente inertes y no precipitan o reaccionan con minerales ((Truesdell, 1991); (Martínez Márquez, 2017)). La mezcla se muestra por lo general como una línea recta desde el primer miembro al segundo y esta puede indicar error analítico o la existencia de un tercer miembro de mezcla.

En la Figura 29, se modela el diagrama de dispersión del complejo volcánico Cerro Machín de Na vs Cl, donde se aprecia una relación casi lineal entre los datos, indicando una incipiente mezcla de aguas meteóricas con fluidos termales.

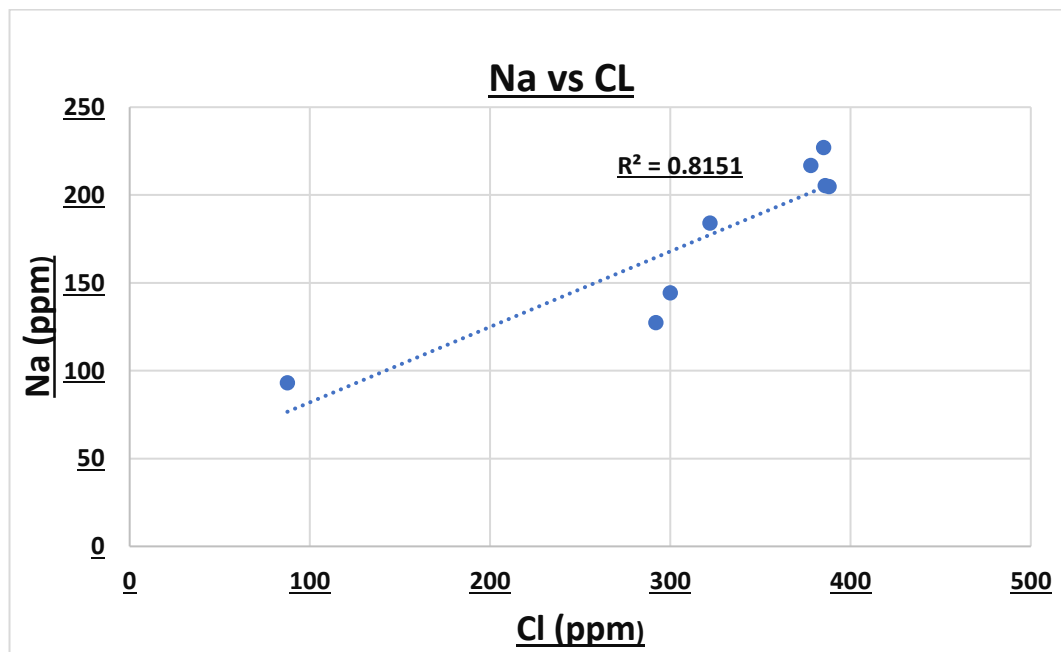
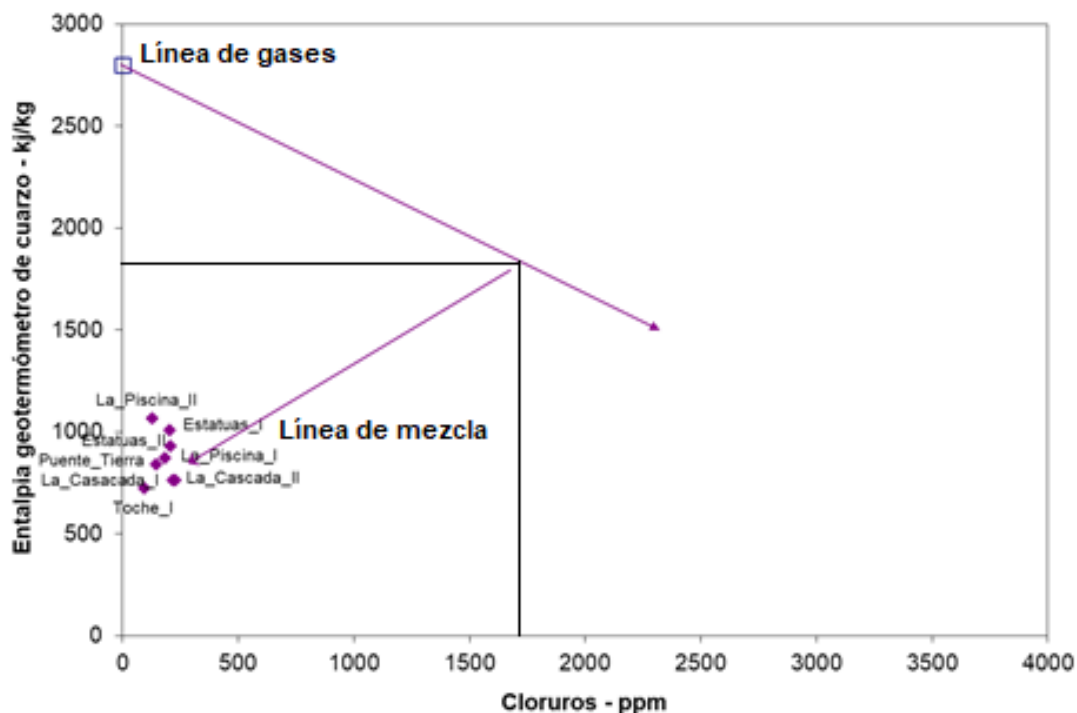


Figura 31. Diagrama de dispersión Na vs Cl

Para corroborar los procesos de mezcla se utiliza el modelo de entalpía-cloruro (Fournier & Potter, 1979). Este modelo considera que las aguas termales están ubicadas cerca la línea de dilución y mezcla en diferentes proporciones, lo que hace posible la mezcla entre aguas superficiales y aguas del reservorio.

**Figura 32. Modelo de mezcla Entalpia-Cloruros, para el complejo volcánico Cerro Macín**



Estos datos obtenidos mediante el modelo de entalpía-cloruro, son altamente coherentes con los resultados geoquímicos obtenidos, donde se puede apreciar que las aguas termales en esta área del volcán presentan una componente mayormente bicarbonatada con tendencia a cloruradas. Una clasificación realizada a través del diagrama de aniones mayores ( $\text{Cl}$ ,  $\text{HCO}_3$  y  $\text{SO}_4$ ) propuesto por Giggenbach W. , (1988), permite interpretar los procesos que ha sufrido el fluido geotermal (a excepción de TOCHE I) en su ascenso y también de proveniencia de éstos. Las aguas con tendencia a más cloruradas neutras con pH cerca de 7.0 (CASCADA I y CASCADA II) indican fluidos geotermales bien equilibrados, asociados a las zonas del upflow del sistema, debido a que el ascenso rápido de los fluidos geotermales permite retener la composición química original de éste (Giggenbach W. , 1988). En su avance por la zona del outflow estas se mezclan con aguas meteóricas subterráneas ricas en bicarbonato (tendencia a PUENTE TIERRA, ESTATURAS I y II) desplazando los fluidos a la esquina del  $\text{HCO}_3$  en la denominada zona de aguas periféricas del triángulo de clasificación de aniones.

### 3.5. MODELO PRELIMINAR CONCEPTUAL

La figura 31, recrea el modelo conceptual geológico e hidrogeológico preliminar del sistema geotérmico del volcán Cerro Machín, mediante el análisis y observación de las características y composiciones geológicas, estructurales e hidrogeoquímicas estudiadas en los capítulos anteriores. La fuente de calor está relacionada con un magma joven, el cual se encuentra en el dominio de la cordillera central donde el tectonismo es controlado por la subducción de la placa nazca y sudamericana, lo que se ve reflejado en un complejo sistema estructural que permite el ascenso de los fluidos geotérmicos.

El grupo Cajamarca corresponde a las rocas más antiguas conformando así un basamento metamórfico paleozoico de zona volcánica, superpuesto de depósitos piroclásticos cuaternarios que presentan matriz muy fina mezclada con cenizas, caracterizándolos como roca sello impidiendo la percolación de agua superficial y los procesos de mezcla.

Los flujos de lava recientes tienen permeabilidad secundaria adquirida por el enfriamiento de las lavas durante su emplazamiento, estos favorecen la infiltración de aguas de lluvia y circulación a través de las fracturas por lo cual se caracteriza como acuíferos volcánicos (Berríos Guerra, 2015); (Farfán Meza, *et al.*, 2017)). El flujo de fluidos geotérmicos en las zonas permeables a las estructuras de falla juega un papel importante en la permeabilidad vertical del sistema. Adicionalmente puede estar siendo ayudado por la permeabilidad del cono aluvial de Ibagué para almacenar y transportar aguas.

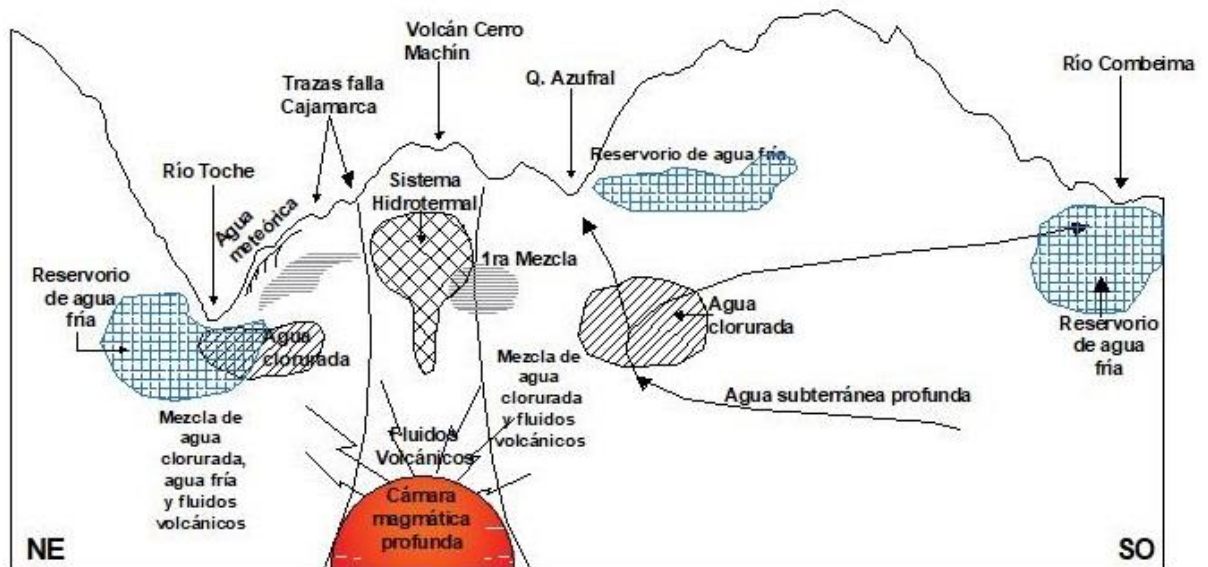
El sistema volcánico se encuentra circunscrito en la intersección de las fallas Cajamarca, Palestina y con la falla Salento y algunas fallas locales que conectan la estructura principal con los fluidos facilitando su circulación a través del sistema.

Para interpretar el origen geológico de estas fuentes termales, mediante los estudios realizados y el análisis de la geología regional del volcán presente permiten determinar que las aguas termales objeto del presente estudio se clasifican como fuentes termales de origen geotérmico (Ernesto Rojas, *et al.*, 2014). Como procesos condicionantes de las diferencias químicas de las aguas encontradas, se puede asociar a suministro de aguas de origen exógeno, presencia de fracturas (fallas y fisuras estructurales) y las propiedades de permeabilidad de las rocas presentes en el área del volcán. Inicialmente el proceso consiste en el aporte de las aguas que lleva el cauce del río Toche y de las adquiridas por las lluvias que se infiltran y se percolan al interior de la corteza terrestre, a través de las capas de roca. A medida que esto sucede, estas aguas aumentan su temperatura debido a la presión que generan los estratos o capas suprayacentes (Ernesto Rojas, *et al.*, 2014).

Estructuralmente, la infiltración de estas aguas es aumentada por fallamiento y fracturas asociadas a la Falla Cajamarca con rumbo NE, en conjunto con las fisuras producidas por la misma en las rocas, el cual favorece el recorrido al interior de estas aguas. Una vez depositadas estas aguas de infiltración son mezcladas con aguas provenientes de una fuente más profunda, es decir, tenemos procedencia de dos tipos de fuentes: 1) de las aguas de los ríos y precipitaciones, que se infiltran en el subsuelo descendiendo por gravedad controladas estructuralmente hacia las capas más profundas de la corteza terrestre; y 2) del interior, de donde surgen como aguas de origen endógeno resultante del proceso volcánico a nivel superficial de la cámara magmática asociadas al volcán Cerro Machín.

Estos “procesos de mezcla” los cuales fueron verificados anteriormente, están asociados a una zona denominada “zona de mezcla”, de aguas filtradas desde la superficie con las aguas endógenas de origen profundo que ascienden rápidamente a través de zona de falla, las fisuras y fracturas de las capas de rocas. Las concentraciones isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^2\text{H}$  (ver Anexo 2.), la relación de Na vs Cl y el diagrama de entalpía indican una incipiente mezcla de los fluidos geotérmicos con aguas

meteóricas, teniendo en cuenta los resultados de los geotermómetros, la geología y la geología estructural en el sistema volcánico, la zona suroeste presenta la mejor área para la exploración geotérmica relacionado con un sistema de alta entalpía ( $>180^{\circ}\text{C}$ ).



**Figura 33. Modelo preliminar conceptual geológico e hidrogeoquímico del sistema magmático - hidrotermal del volcán Cerro Machín.**

## 4. CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES FINALES

Los contenidos de iones y aniones en las aguas analizadas indican que esta atraviesa por incipientes procesos de mezcla. La caracterización de las aguas geotérmicas explica que el flujo primario que se origina al interior del sistema asciende a la superficie por medio de estructuras (permeabilidad primaria y secundarias de las rocas) que favorecen los procesos de mezcla con aguas meteóricas someras, condición que genera cambios significativos en el quimismo del fluido

Las fuentes estudiadas se clasifican como aguas termales, con temperaturas que varían entre 200° y 260°C, donde su caracterización hidrogeoquímica realizada por medio de diagramas binarios y ternarios arroja las aguas estudiadas en el sistema volcánico son de tipo bicarbonatada sódica y cálcica. Clasificando a TOCHE I Como bicarbonatada cálcica y los demás como bicarbonatadas sódicas. Lo puntos de muestreo LA PISCINA I, ESTATUAS II, LA CASCADA I y II son los puto donde se da la mayor evidencia de procesos de mezcla.

Los geotermómetros y diagramas analizados arrojaron un rango de temperatura en profundidad del reservorio posible entre 200 y 260°C. Si en estudios posteriores se continuara con una etapa de prospección o exploración sobre el sistema magmático-hidrotermal del volcán Cerro Machín y se comprueba que la temperatura está incluida en este rango, esta podría ser utilizada para la generación de energía eléctrica y procesos industrial, ya que se consideraría un reservorio de alta entalpia.

Los principales sistemas estructurales que dominan la zona de estudio son la subducción que la placa Nazca con la suramericana y de ella se desprenden dos sistemas importantes uno en sentido NE que intersectado por otro en dirección EW. Este complejo sistema estructural podría estar ayudando a la permeabilidad del área. Es por ello que el sistema geotérmico se encuentra delimitado por dos fallas importantes hacia la zona este se encuentra la falla Palestina y hacia el oeste la falla Chapetón-Penderisco. Donde los puntos de muestreo con mayor potencial se encuentran próximos a la falla Chapetón-Penderisco. Adicionalmente, la Formación Cajamarca, podría ser caracterizada en el área de influencia del volcán como un buen acuífero para un reservorio geotermal, dado que sus estructuras, fallamientos y características de permeabilidad, son aptas para su recarga.

Para próximos estudios en la zona se recomienda realizar un muestreo sistemático y aumentar generación de puntos de muestreo con el fin de corroborar la información presentada en esta tesis, ya que los puntos de muestreo actuales no son suficientes para generalizar los procesos y clasificaciones de estas aguas. Adicionalmente, se requiere de un análisis hidrológico completo del sistema en el cual se incluyan contrasten en diferentes zonas, ordenes hidrológicos y permeabilidades, con el objeto de identificar y describir zonas de recarga o cuantificar el aporte que le genera el cono aluvial de Ibagué al sistema.

Para la geometría del reservorio y la cuantificación del sistema magmático-hidrotermal se recomienda realizar estudio de geofísica, lo que por consiguiente ayudara a determinar la profundidad real y la capacidad de a fuente de calor. El uso de herramientas geofísicas tales como MT (magnetotelúrico) y gravimetría, serían de gran aporte con el fin estimar el o los acuíferos que alimentan a las aguas termales estudiadas (García Droguett, 2012). También la realización de un mapeo geológico y estructural detallado sería un gran aporte al estudio, ya que los últimos trabajos realizados en la zona son realizados de manera generalizada.

La geoquímica de rocas y el estudio de alteraciones, sería un gran aporte al proyecto para ver el contenido de elementos lixiviados hacia las aguas termales del volcán Cerro Machín.

Para el punto de muestreo TOCHE I, se recomienda realizar un análisis detallado de este, ya que, si se observan las gráficas expuestas con anterioridad, es el único punto que presenta datos anormales respecto a los demás, es por ello que su clasificación es bicarbonatada cálcica. Se propone que en futuros trabajos de investigación realizados en el volcán Cerro Machín se interprete de manera puntual este punto para dar una explicación del porque sus aguas presentan composición diferente.

Con el muestreo sistemático que se propone realizar para estudios posteriores se obtendrá la respuesta si el punto de muestreo TOCHE I, se debe tener en cuenta al momento de realizar un estudio de prefactibilidad del potencial geotérmico del volcán Cerro Machín.

## 5. REFERENCIAS

- Agosto, M., Caselli, A., Tassi, F., Alfonso, M. D., & Vaselli, O. (2012). *Seguimiento geoquímico de las aguas ácidas del sistema volcán Copahue-Río Agrio: Posible aplicación para la identificación de precursores eruptivos*. Buenos Aires, Argentina: Rev. Asoc. Geol. Argent. vol.69 no.4.
- Alfaro, C. (1998). *Evaluación geoquímica En Volcán Nevado del Tolima. Evaluación sísmológica, glaciológica y geoquímica*. Bogotá: INGEOMINAS. Informe Técnico, 61.
- Alfaro, C., & Ortiz, I. (2012). *Inventario Nacional de Manantiales Termales de Colombia. 2012*. Cartagena. Colombia: XI Congreso Latinoamericano de Hidrogeología. IV Congreso Colombiano de Hidrogeología. Artículo No. 249, 5.
- Alfaro, C., Aguirre, A., & Jaramillo, L. F. (2002). *Inventario de fuentes termales en el parque nacional natural de los nevados*. Bogotá: INGEOMINAS.
- Alzate, F. (2013). *Volcán Cerro Machín*. [http://fernandaalzate.blogspot.com/2013\\_07\\_01\\_archive.html](http://fernandaalzate.blogspot.com/2013_07_01_archive.html).
- Amorsson, S., Gunnlaugsson, E., & Svavarsson, S. (1983). *The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations*. Geochim Cosmochim Acta 47, 567-577.
- Amorssón, S., Stefánsson, A., & Bjarnason, J. (2007). *Fluid-Fluid Interactions in geothermal systems*. Reviews in mineralogy & geochemistry, Volumen 65, 259-312.
- Arango, E., Buitrago, J., Cataldi, R., Ferrara, G. C., Panichi, C., & Villegas, V. (1970). *Preliminary Study on the Ruiz Geothermal Project*. Colombia: Geothermics. Spe. Iss. 2., 43-44.
- Arias, G., & Acevedo, A. (2017). *Estado actual de la producción de Energía Geotérmica en Colombia*. Manizales: Universidad Nacional Abierta y a Distancia UNAD.
- Amorsson, S., & D'Amore, F. (2000). *The source of chemical and isotopic components in geothermal fluids. En: Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use*. Vienna: International Atomic Energy Agency, 2000., 66-72.
- Amorsson, S. (2000). *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and uses*. Vienna: IAEA (ed).
- Barrero, D., & Vesga, C. J. (1976). *Mapa geológico del Cuadrángulo k-9 Armero y mitad sur del Cuadrángulo J-9 Dorada*. Ibagué: INGEOMINAS.
- Barrero, D. (1969). *Petrografía del Stock de Payandé y metamorfitas asociadas*. Bogotá: Boletín geológico.
- Barrero, D. (2000). *Tectonostratigraphic sequences of Colombia origin and evolution of sedimentary basins*. Bogotá: Curso preparado para INGEOMINAS.
- Barrero, D., & Vesga, C. J. (1971). *Request for radiometric dating of samples from Ibagué and El Bosque Batholiths, northern Tolima, Colombia*. Ibagué: INGEOMINAS.
- Bazan, O., & Cerdán, J. (2012). *CARACTERIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL DEL ANTICLINAL "BAÑOS DEL INCA"-CAJAMARCA*. Cajamarca: Universidad Nacional de Cajamarca, Av. Atahualpa 1050, Cajamarca.
- Berríos Guerra, C. A. (2015). *CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE SISTEMAS GEOTERMALES EN ZONAS DE TRANSICIÓN: VOLCANES NEVADOS DE CHILLÁN Y COPAHUE*. Santiago de Chile: Universidad de Chile, Facultad de ciencias físicas y matemáticas, departamento de geología.
- Bohórquez, O. P., Monsalve, M. L., Velandia, F., Gil, F., & Mora, H. (2005). *MARCO TECTÓNICO DE LA CADENA VOLCÁNICA MÁS SEPTENTRIONAL DE LA CORDILLERA CENTRAL DE COLOMBIA. Boletín de Geología, Vol 27, No 4, Enero-Junio de 2005*, 25.
- Borja, D. (2014). *2 6 Geología suelos ibagupe-tolima*. SlideShare.
- Borrero, C., Ayala, F., & Toro, L. M. (2010). *PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ANCESTRALES DEL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ*. Caldas: Boletín de Geología.
- Castro, M., López, D. L., Reyes, J. A., Matus, A., Ontalvo, F., & Guerra, C. E. (2006). *Expected silica scaling from reinjection waters after installation of a binary cycle power station at Berlin Geothermal Field, El Salvador, Central America*. Geothermal Resources Council Transactions, 30, 487- 494.



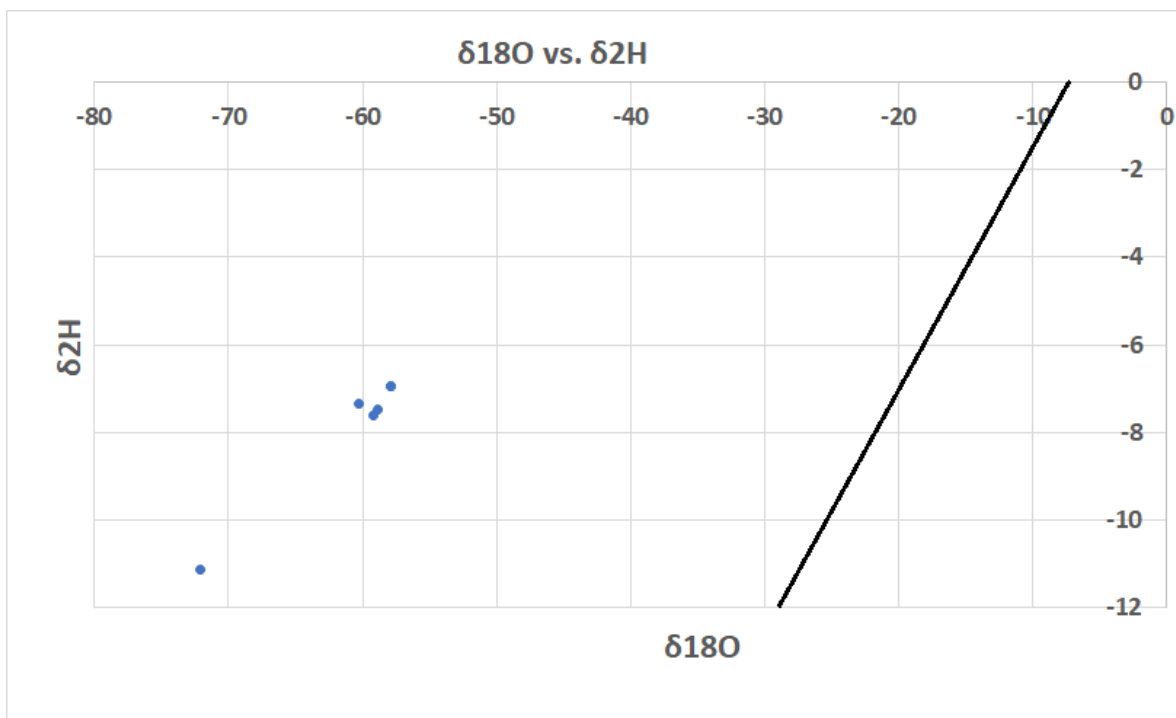
- Cediel, F., Shaw, R., & Cáceres, C. (2002). *Tectonic assembly of the Northern Andean Block*. In C. Bartolini, R. T. Buffler y J. Blickwede (eds), *The Cium-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir*, 815-848.
- Central Hidroeléctrica de Caldas (CHEC). (1979). *Investigación geotérmica en la región del Macizo Volcánico del Ruiz (Colombia), Fase I, Programa de trabajo*. Colombia: Trabajo. 47.
- CHEC, & ENEL. (1968). *Proyecto de Investigación Geotérmica en la Región del Macizo Volcánico del Ruiz*.
- CHEC, ICEL, Contecol, & Geotérmica Italiana. (1983). *Investigación Geotérmica Macizo volcánico del Ruiz*.
- Cortecchi, G., Dinelli, E., Bolognesi, L., Boschetti, T., & Ferrara, G. (2001). *Chemical and isotopic composition of water and dissolved sulfate from shallow Wells on Vulcano Island, Aeolian Archipelago, Italy*. Italy: Geothermics, 30, 69-91.
- Cortés, M. A., & C. B. (2005). *Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region tectonics*.
- Cruz, V., Macedo, O., Gonzales, K., & Fournier, N. (2009). *Caracterización geoquímica de las fuentes termales y frías asociadas al volcán Ubinas en el sur del Perú*. ResearchGate.
- Custodio, E. (1978). *Geohidrología de terrenos e islas volcánicas*. Centro de Estudios Hidrográficos e Instituto de Hidrología, Madrid., 128, 303.
- Custodio, E. (1986). *Groundwater characteristics and problems in volcanic rock terrains. Isotope techniques in the study of hydrology of fractured and fissured rocks, Proceedings of An Advisor Group Meeting. Viena: Agencia Internacional de la Energía Atómica*.
- D'Àmore, F., & Truesdell, A. H. (1985). *Calculation of geothermal reservoir temperatures and steam fractions from gas compositions. Geothermal Resources Council Transactions v. 9, 305-310*.
- Drever, J. I. (1997). *The Geochemistry of Natural Waters: Surface and Groundwater Environments*. . 3ª Edición, Prentice-Hall, New Jersey, 436.
- Elis, A. J., & Mahon, W. A. (1967). *Natural hydrothermal systems and experimental hot water /rock interactions (Part 2)*. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 31, 519-539.
- Ergorov, S. V., & Luge, J. R. (1967). *Hidrogeología de Cuba*. La Habana: INRH, ICRM, 84.
- Ernesto Rojas, E., Fortich Duarte, M., & Pavajeau Maestre, H. (2014). *Determinación del origen y la composición de las aguas termales ubicadas en los municipios de Becerril (Cesar) y Ciénaga (Magdalena), Colombia*. ResearchGate.
- Fagundo, J. R., Cima, A., & González, P. (2001). *REVISION BIBLIOGRAFICA SOBRE CLASIFICACION DE LAS AGUAS MINERALES Y MINEROMEDICINALES*. La Habana: Centro Nacional de Termalismo "Victor Santamarina".
- Farfán Meza, C., De la Cruz Poma, C., & López Morales, R. N. (2017). *"INTEGRACIÓN DE DATOS GEOLÓGICOS Y GEOQUÍMICOS DE UN ÁREA GEOTERMAL, CASO DE ESTUDIO COLCA-PERÚ"*. San Salvador: PROGRAMA REGIONAL DE ENTRENAMIENTO GEOTÉRMICO (PREG)PROGRAMA REGIONAL DE ENTRENAMIENTO GEOTÉRMICO (PREG).
- Feininger, T. (1970). *The Palestina fault, Colombia*. Geological Society of America Bulletin 81 (4), 1201–1216.
- Fernandez, E. (2009). *LOS HIDROGRAMAS Y OTROS SISTEMAS DE REPRESENTACION DEL QUIMISMO DE LAS AGUAS, SEGUNDA EDICION*. Madrid.
- Forero, H. (1958). *Fuentes Termales de Colombia. Extractos de informes e informaciones No. 1295*. Fuentes Termales de Colombia. Extractos de informes e informaciones No.1295.
- Fournier, R. O. (1977). *The solubility of amorphous silica in water at high temperatures and high pressures*. Am. Min. 62, 1052-1056.
- Fournier, R. O., & Potter, R. W. (1979). *Magnesium correction to Na-K-Ca geothermometer*. Geochim. Cosmochim. Acta, 43, 1543-1550.
- Fournier, R. O., & Truesdell, A. H. (1973). *An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters*. Geochim. Cosmochim. Acta 37, 1255-1275.
- García Drogue, D. (2012). *Geoquímica de las fuentes termales del volcán Sierra Velluda, VII región, Chile*. Santiago de Chile: Universidad de Chile, Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Departamento de geología.
- GEOCÓNSUL S.A. (1992). *Evaluación Geotérmica del Macizo Volcánico del Ruiz. Informe Final*. México: Preparado para constructora y perforadora latina S.A. de C.V., 57.
- Giggenbach, W. (1988). *Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers*. New Zealand.

- Giggenbach, W. F. (1986). *Graphical techniques for the evaluation of water/rock equilibration conditions by use of Na, K, Mg and Ca contents of discharge Waters*. Proc. 8th NZ Geothermal Workshop.
- Giggenbach, W. F. (1987). *Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zeland*. Appl. Geochem. 2, 143-161.
- Giggenbach, W. F. (1991). *Chemical Techniques in Geothermal Explorations*. En F. D'Amore, *Aplications of Geochemistry in Geothermals Reservoir Development*. Roma: United Nations Institute for Training and Research., 119- 144.
- Giggenbach, W. F. (1992). *Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin*. Volume 113, Issue 4, 495-510.
- Giggenbach, W. F. (1997). *Relative importance of thermodynamic and kinetic processes in governing the chemical and isotopic composition of carbon gases in high-heatflow sedimentary basins*. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 3763-3785.
- Giggenbach, W. F., & Corrales, S. (1992). *The isotopic and chemical composition of water and steam discharges from volcanic-magmatic-hydrothermal systems of the Guanacaste Geothermal Province, Costa Rica*. Appl. Geochem. 7, 309-332.
- Giggenbach, W. F., Garcia, N., Londoño, A., Rodriuez, L. V., Rojas, N., & Calvache, M. L. (1990). *The Chemistry of fumarolic vapor and termal-springs discharges from the Nevado del Ruiz volcanic-magmatic-hydrothermal system, Colombia*. Netherlands: Colombia. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 42.,13-39.
- Giggenbach, W. F., Gonfiantini, R., Jangi, B. L., & Truesdell, A. H. (1983). *sotopic and chemical composition of Parbati Valley geothermal discharges, NW-Himalaya, India*. Geothermics 12, 199-222.
- Giggenbach, W., & Goguel, R. L. (1989). *Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges*. Pentone, New Zealand: DSIR report CD 2401, 4th ed.
- Gómez Rave, J. (2009). *GEOLOGÍA, GEOFÍSICA, HIDROGEOQUÍMICA E ISÓTOPOS, COMO HERRAMIENTAS PARA DEFINIR UN MODELO CONCEPTUAL HIDROGEOLÓGICO. CASO DE APLICACIÓN: ACUÍFERO COSTERO DEL MUNICIPIO DE TURBO*. Medellín: Escuela de geociencias y medio ambiente.
- Gupta, H., & Roy, S. (2007). *Geothermal energy an alternative resource for the 21st century*. ELSEVIER.
- Henley, R. W., Truesdell, A. H., Barton, P. B., & Whitney, J. A. (1984). *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems*. Soc. Of Econ. Geol., Reviews in Economic Geology. 1, 267.
- Herd, D. (1974). *Glacial and volcanic geology of the Ruiz-Tolima volcanic complex Cordillera Central, Colombia*. University of Wachinton : Thesis of Doctor Phillo sophy. Unpublished, 78.
- Hernández Pérez, P. A. (02 de 06 de 2008). *APLICACIÓN Y USO DE LA GEOQUÍMICA PARA LA EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA*. Obtenido de Enerxia.net: [http://win.enerxia.net/forum/topic.asp?TOPIC\\_ID=229](http://win.enerxia.net/forum/topic.asp?TOPIC_ID=229)
- Hochstein, M. P., & Browne, P. R. (2000). *SURFACE MANIFESTATIONS OF GEOTHERMAL SYSTEMS WITH VOLCANIC HEAT SOURCES*;Encyclopedia of Volcanoes. *ResearchGate*, 22.
- Karingithi, C. W. (2009). *CHEMICAL GEOTHERMOMETERS FOR GEOTHERMAL EXPLORATION*. Short Course IV on Exploration for Geothermal Resource.
- Llopis Trillo, G., & Rorigo Angulo, V. (2008). *GUIA DE LA ENERGIA GEOTERMICA*. *Fundacion de la energia de la comunidad de Madrid, Enerfy management Agency*, 178.
- Lopez, D. L., Bundschuh, J., Soto, G. J., Fernandez, J. F., & Alvarado, G. E. (2006). *Chemical evolution of termal springs at Arenal Volcano, Costa Rica: Effet of volcanic activity, precipitation, seismic activity, and Herat tides*. Journal of volcanology and geothermal research, 157, 166-181.
- Lowell, R. P., Van Cappellen, P., & Germanovich, L. N. (1993). *Silica precipitation in fractures and the evolution of permeability in hydrothermal upflow zones*. Science, 9 (260), 192-194. DOI: Science, 9 (260), 192-194.
- Marrero Díaz, R. (2010). *MODELO HIDROGEOQUÍMICO DEL ACUÍFERO DE LAS CAÑADAS DEL TEIDE TENERIFE, ISLAS CANARIAS*. Obtenido de <https://www.tdx.cat/bitstream/handle/10803/6277/TRMD2de3.pdf.txt?sequence=5>
- Martínez Márquez, G. A. (2017). *Geoquímica Preliminar del Prospecto Geotérmico Volcán Mombacho, Nicaragua*. Obtenido de Programa reginal de entrenamiento geotérmico (PREG): <http://ri.ues.edu.sv/15981/1/Geoqu%C3%ADmica%20preliminar%20del%20prospecto%20geot%C3%A9rmico%20Volcan%20Mombacho%2C%20Nicaragua.pdf>

- Marzolf, N. C. (2015). *EMPRENDIMIENTO DE LA ENERGÍA GEOTÉRMICA EN COLOMBIA*. Medellín: ISAGEN.
- Mejía Toro, E. L. (2012). *Características Cinemáticas y Condiciones de Deformación de un Segmento de la Falla Palestina al NE del Volcán Nevado del Ruiz*. Bogotá, Colombia: Universidad Nacional de Colombia Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias.
- MIE. (1985). ANALISIS METODOLOGICO DE LAS TECNICAS GEOQUIMICAS EMPLEADAS EN PROSPECCION GEOTERMICA. *MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA*, 417.
- Miyashiro, A. (1961). *Evolucion of metamorphic bels*. London : Jour Petrol, 277-311.
- Monsalve, M. L., Ortiz, I., & Alfaro, C. (2015). *The San Diego Area, new gothermal prospect on the Colombian Andes*. Proceedings World Geothermal Congress.
- Montes, N., velandia, F., Osorio, J., Audemard, F., & Diederix, H. (2005). *INTERPRETACIÓN MRFOTETÓNICA DE LA FALLA IBAGUÉ PARA SU CARACTERIZACIÓN PALEOSISMOLÓGICA*. Boletín de Geología. vol. 27, No.44.
- Mosquera, D. (1978). *Geología del cuadrángulo K-8*. Manizales: INGEOMINAS, Informe 1763, Bogotá.
- Mosquera, D., Nuñez, A., & Vesga, C. J. (1982). GEOLOGÍA DE LA PLANCHA 244 IBAGUÉ. *Servicio Geológico Colombiano*, 1.
- Nelson, H. W. (1952). *Contribucion al conocimiento de la Cordeillera Central de Colombia, seccion Ibagué y Armenia*. . Bogota: Boletín geologico.
- Nelson, H. W. (1953). *Contribución al conocimiento geológico de la region ignea entre Pardo, Dolores, Alpujarra y Natagaima, en el departamento del Tolima*. Bogotá: Informe 904, Servicio Gologico Nacional.
- Nuñez, A. (1978). *Petrogenesis del Batolito de Ibagué*. Bogota: II Congreso Colombiano de Geologia, 21.
- Nuñez, A., & Murillo, À. (1982). *GEOLOGÍA Y PROSPECCIÓN GEOQUÍMICA DE LAS PLANCHAS 244 IBAGUE Y 263 ORTEGA DEPARTAMENTO DEL TOLIMA COLOMBIA. MEMORIA EXPLICATIVA*. Ibagué: INGEOMINAS.
- Pacheco, M. A., & Viera, L. S. (2015). *Programa Regional de Entrenamiento Geotérmico (PREG): Metodología geoquímica aplicada a Fluidos Geotermales*. El Salvador: Universidad de El Salvador, Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Unidad de Postgrados.
- Pang, Z. H., & Reed, M. (1998). *Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: Problems and methods*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(6), 1083-1091.
- Piedrahita, D., Aguilar, C., Arango, E., Murcia, H., & Gómez, J. (2018). *Estratigrafía del cráter y morfología del volcán Cerro Machín, Colombia*. Medellín : Boletín de geología.
- Powell, T., & Cumming, W. (2010). *Spreadsheets for Geothermal Water and Gas Geochemistry*. ResearchGate.
- Quintero, M. S. (2018). *Se repasan las futuras grandes hidroeléctricas en el país*. Bogotá: El Colombiano .
- Reed, M., & Spycher, N. (1984). *Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with applications to geothermometry and studies of boiling and dilution*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7), 1479-1492.
- Reich, M. (2012). *CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL SISTEMA GEOTERMAL TERMAS DE PUYEHUE – AGUAS CALIENTES, REGIÓN DE LOS LAGOS, CHILE*. FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS, DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA: UNIVERSIDAD DE CHILE.
- Restrepo, J. J., *et al* . (1978). *Datacion de metasedimentos del Grupo Ayurà-Montebello* . Medellín : Publicacion Especial Geologia .
- Roca, J. A. (27 de Junio de 2016). *El periódico de la energía.com*. Obtenido de <http://elperiodicodelaenergia.com/las-10-mayores-plantas-geotermicas-del-mundo/>
- Rummel, F., & Kappelmeyer, O. (1993). *Geothermal energy - fututre energy sourve?* . C.F. Muller Karlsruhe, 98.
- Sanchez Hernandez, A. L., Guzman Diaz, L., Gualtero, G., & Cespedes Aviles , O. A. (2010). *VOLCAN NEVADO EL MACHÍN* . INSTITUCION EDUCATIVA TECNICA LA CHAMBA: Ciencias Sociales .
- Sánchez Torrado , A. E. (2014). *MODELACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS INTERACCIONES FLUIDO-ROCA EN EL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ-FLANCO NOROCCIDENTAL, COLOMBIA*. Bogotá D.C, Colombia : Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias . Obtenido de <http://www.bdigital.unal.edu.co/49012/1/53079666.pdf>
- Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2014). *Base de datos del Inventario Nacional de Manantiales Termales de Colombia*.

- Taylor, S. (1964). *Abundance of chemical elements in the continental crust, a new table*. Geochim. Cosmochim. Acta, v.28, 1273-1285.
- Truesdell, A. H. (1991). *Effects of physical process on geothermal fluids*. En: *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. Roma: NITAR/UNDP Centre of Small Energy Resources, 71-92.
- Vega, L., & Díaz, F. J. (2013). *Evaluación integral del riesgo volcánico del Cerro Machín, Colombia*. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía. Volume 2013, Issue 81, August 2013, 66-78.
- Velásquez Piedrahita, A. (2015). *FORMULACIÓN DE UNA PROPUESTA DE APROVECHAMIENTO DE LA ENERGÍA GEOTÉRMICA DEL PROYECTO NEREIDAS DEL MACIZO VOLCÁNICO DEL RUIZ COMO ESTRATEGIA DE MITIGACIÓN DEL CAMBIO CLIMÁTICO*. Pereira: UNIVERSIDAD TECNOLÓGICA DE PEREIRA.
- White, D. E. (1970). *Geochemistry Applied to the Discovery, Evaluation and Exploitation of Geothermal Energy Resources*, Geothermics. (Spec. Iss, 2), 58-80.
- White, D. E. (1973). Characteristics of geothermal resources and problems of utilization. *P. Kruger and C. Otte (Eds)., Geothermal energy-resources, production, stimulation. Stanford Univ. Press, Sanford, California* , 69 - 94.

Anexo 1. Gráfico de dispersión de  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta^2\text{H}$ , incluida la línea meteórica mundial.



Anexo 2. Anexo 2. Plancha 244 Ibagué, escala 1:100.000

PLANCHA 244 - Ibagué

REPÚBLICA DE COLOMBIA - Departamento de Tolima

PLANCHA 244 - Ibagué

